مقدمـــــــة

لقد استقطبت مناهج البحث فى الجيومورفولوجيا نموذجين للدراسة منذ أن أصبح هذا العلم أحد فروع الجغرافيا أو الجيولوجيا ، وظهر النموذج الاول عن دورة التعرية فى عام ١٨٨٩ The Cycle of Erosion على يد « وليم مور يس ديفز » W. M. Davis وهو شرح عام لتطور الاشكال الارضية ، ولقد كان هذا النموذج وصفيا ، يعالج الاشكال الارضية فى ضوء ثلاثة متغيرات هى : التركيب الجيولوجى ، والعملية التى تشكل المظهر التضاريسى والمرحلة التى يمر بها ذلك المظهر التضاريسى ، وقد أهمل « ديفز » كلا من التركيب الجيولوجى والعملية لحساب المرحلة Stage . وعلى الرغم من أن العملية تتحد فى مضمون الدورة ، الا أن وجه الارض فى نظره يمر بمراحل تطورية يمكن رؤيتها وملاحظتها فى الطبيعة ، وتعتبر دورة التعرية مثالا للنظام المقفول Closed System فهى تعتمد على مجموعة من الاوضاع الاصلية Initial Conditions تتطور تطورا طرديا معتمدة فى ذلك على زياده فى الطاقة وعلى عامل الزمن ، فالدورة نفسها هى عملية النحت المستمر للسطوح الاصلية حتى تصل بها الى مرحلة السهل التحاتى . ومنذ البداية كانت دورة التعرية تسير نحو قبول فكرة وصول الارض الى مرحلة السهل التحاتى ، ومع تزايد المعلومات والبيانات عن مظاهر سطح الارض المتعددة صار واضحا أن دورة التعرية بهذا الوصف تبسط فوق العادة عمليات النحت والارساب ، وان السهل التحاتى بالمفهوم التقليدى اصبح من الصعب العثور عليه .

ولقد نتج عن عيوب تطبيق نموذج دورة التعرية التحول نحو النموذج الثانى وهو مايعرف بالنظام المفتوح Open System Model والذى يعرف أحيانا بالتوازن الديناميكى Dynamic Equilibrium . فعلى الرغم من أن هذا النموذج قدمه

(جلبرت) Gilbert عام ١٨٧٧ — أى قبل ظهور نموذج دورة التعرية — إلا أنه لم يحظ بالقبول حتى استخدمه « ليوبولد » ، « مادوك » عام ١٩٥٣ فى دارستها للهندسة الهيدرولوكية لمجارى الانهار Hydraulic Geometry of Stream channels و يعتمد المفهوم الجيومورفولوجي للتوازن الديناميكي ولنظرية وصول سطح الارض ، الى حالة التوازن الثابت steady state على أن ملامح سطح الارض تتشكل نتيجة التفاعل بين الجسم والطاقة من خلال نظام معين ، و يرى أن ملامح سطح الارض حين تتجه نحو حالة التوازن هو فى الحقيقة توازن بين العملية والشكل ، ولا يعتمد نموذج النظام المفتوح على الزمن حيث لا يمكن حساب الفترة الزمنية التى يستغرقها كل شكل من أشكال سطح الارض للوصول الى مرحلة التوازن ، لذلك فمفهوم التوازن الديناميكي هو مفهوم النظام المفتوح لان التوازن الديناميكي يفترض دخول وخروج كميات متساوية من الطاقة والمادة خلال نظام معين وخلال فترة زمنية معينة Chorley et.al., 1971

ولعقد اعتبرت كثير من الدراسات التى استخدمت نموذج النظام المفتوح أن عملية التوازن تحدث بين أى جزئين من سطح الارض ، فاذا استطعنا تثبيت المتغيرات المستقلة Independent Variables قد يتبعه حدوث حالات من التوازن الثابت ، وعلى هذا الاساس تجمع كثير من البيانات من الطبيعة لتعميم فكرة الثبات ، وقد تبين فى السنين الاخيرة ان مرحلة الثبات لم تحدث ولايمكن توضيحها (Bull, 1975; p. 1422).

وقد أثبتت بعض الدراسات أن بعض مظاهر سطح الارض لا تتفق ونموذج التوازان الديناميكي ، و يظهر ذلك فى دراسات كل من: Wahrhaftin, 1975: Carndeu, 1971, Burkham, 1972, Wdman, 1972, and woman and Gerson, 1978

وللتقليل من حجم الانتقادات الموجهة الى نموذج التوازن الديناميكي أو نموذج النظام المفتوح حاول المشتغلون بالجيومورفولوجيا اعطائه مفهوما جديدا على النحو

- وازن الديناميكي هو نظام ليس فى حالة توازن ثابت ، ولكنه يسعى الى ، و يتذبذب بصفة عامة حولها » . ولقد شجع Bull, 1975 المشتغلين

بالجيومورفولوجيا على استخدام نموذج اكثر شمولا ومرونة مثل النموذج الالومترى Allometric Model فالنظام الالومترى هونموذج تطور فى العلوم البيولوجية ، يدرس المعدلات النسبية للنمو أو معدل التغير لجزئين فى جسم واحد ، و بتطبيق النموذج الالومترى فى الجيومورفولوجيا أصبح المجال فسيحا لاستخدام الاسلوب الكمى لقياس المتغيرات التى تطرأ على أجزاء الظاهرة الجيومورفولوجية فى اطار التغير الشامل لهذه الظاهرة مع المقارنة بالظاهرات الاخرى فى نفس المنطقة ، وفى هذه الحالة يعتبر التحليل الالومترى للمتغيرات وسيلة Technique وليس نموذجا Model فهذه الوسيلة التجر يبية تعتبر العلاقة بين متغير ين علاقة وظيفية فى معادلة على النحو التالى :

$$ص = أ (س)^{ب}$$

حيث أن ص = المتغير التابع ، س = المتغير المستقل ، ب = معدل التغير فى ص بتأثير من س ، أ = المتوسط الحسابى لقيم ص أو نقطة تقاطع خط الانحدار مع محور الصادات .

وتعتبر معادلات العلاقة الوظيفية البسيطة نماذج للتحليل الالومترى من حيث الشكل والمضمون وقد كان استخدامها فى دراسات التعرية النهر ية واسع النطاق ، كما استخدمت فى وصف العلاقات الجيومورفولوجية والهيدرولوجية منها على سبيل المثال دراسات كل من : Lacey, 1930, Bull, 1964

Hedman, 1970, Carson and Kirby, 1972, Graf, 1978, and Wolman & Gerson, 1978.

وكما ذكرنا أن النموذج الالومترى لا يأخذ فى الحسبان التداخل والتفاعل بين المتغيرات الاخرى داخل النظام الا انه أمكن التغلب على ذلك بادخال التحليل الاحصائى للظاهرة بواسطة معادلة خط الانحدار متعددة المتغيرات.ولقد واجهت المشتغلين فى علم البيولوجيا نفس الصعوبات التى واجهت المشتغلين بالجيومورفولوجيا ، فعلى سبيل المثال اذا أخذنا العلاقة بين تطور حجم رأس الغزال وحجم جسمه فقد يتعرض أحد الجزئين لمتغيرات أخرى ويحدث تعقيدا فى العلاقة ، واستطاع المشتغلون فى علم البيولوجيا تحديد نسبة الخطأ بين تطور الجزأين (رأس وجسم الغزال) ، الا أن تحديد نسبة الخطأ فى العلاقة بين المتغيرات

الجيومورفولوجية كانت اكثر صعوبة ، فالعلاقة بين عرض المجرى المائى وحجم التصريف في الانهار الفيضية Alluvial Streams قد تتعرض لتأثير الاختلافات المكانية والزمنية مثل تواريخ الفيضانات ومدى ترددها ، كما تتعرض أيضا لتغير حجم وخصائص الرواسب وتوزيع النبات الطبيعي وإذا أخذنا في الحسبان كل هذه المتغيرات في دراسة العلاقة بين عرض المجرى المائى وحجم التصريف في الانهار الرملية Sandy Streams قد تعطى مؤشرا خاطئا .

ولقد تضاءلت مشكلة تأثير المتغيرات المتعددة داخل النظام الطبيعي أمام استخدام أجهزة الكمبيوتر التى تستخدم البرامج متعددة المتغيرات فهذه البرامج تقلل من الانحرافات عن الاتجاه العام الذى تسير فيه الظاهرة Least Square Regression وتقلل من نسبة الخطأ في كل عملية حسابية ، وبالاضافة الى ذلك فهي تحدد بشكل دقيق نسبة الخطأ في كل معادلة من معادلات العلاقة الوظيفية Power Function Equation وهذا الخطأ عادة يعبر عنه بأنه نسبة تفاعل العوامل الاخرى داخل النظام الطبيعي .

ومن أجل حساب معادلة صحيحة يجب أن يكون الاس Exponent في العلاقة بين المتغيرين « وهي قيمة ب في المعادلة ص = أ (س)^{ب} » ليس متأثرا بأى من العوامل الاخرى ، أى تفترض أن يكون هناك علاقة بين متغيرين فقط مع ثبات العوامل الاخرى داخل النظام ، ثم بعد ذلك يضاف تأثير العوامل الاخرى الى العلاقة الاصلية ، وهكذا فان مفهوم الاس هو تعريف بالعلاقة في صورة معدلات تغير أو علاقة وظيفية بين متغيرين Invariant Power Function . فالمقصود بالاصطلاح Invariant هو معدل التغير أو قيمة الاس في المعادلة بغض النظر عن أن العلاقة هي بين متغيرين أو أكثر والتى يعبر عنها ب. ب. ب. في معادلة خط الانحدار متعددة المتغيرات .

ص = أ (س.)$^{ب.}$ (س.)$^{ب.}$ (س.)$^{ب.}$

والخلاصة ، فان استخدام معدل التغير بين المتغير التابع وكل من المتغيرات المستقلة Fixed Exponent يكون اما من خلال علاقة وظيفية بسيطة (أى بين متغيرين

فقط) أو متعددة يمكن الاستفادة منه وتبر ير استخدامه حيث لابد من أن يؤخذ فى الاعتبار العلاقة بين المتغير ين الاولين على أنها علاقة وظيفية Invariant Power Function وباضافة المتغير التالى نستطيع تحديد مايضيفة هذا المتغير على طبيعة العلاقة الاولى ، وأبسط تعبير على ذلك هو معادلة خط الانحدار المتعددة المتغيراتMultiple Power Function Equationفاذا أثبتت الدراسات مثلا العلاقة بين متغير ين على أنها علاقة طردية ولها قيمة محددة (قيمة ب) وأردنا تطبيق نفس العلاقة فى اقليم آخر أو زمن آخر فقد يحدث وأن توجد متغيرات أخرى غيرت فى العلاقة الاصلية وجعلتها علاقة عكسية مثلا أو زادت من (قيمة ب) أو أنقصت منها ، وفى هذه الحالة تكون قيمة العلاقة الجديدة بين كل متغير جديد والعلاقة الاصلية هو مقدار الفروق المكانية والزمنية وهى حينئذ (قيمة ب الجديد) . والهدف من ذلك أن دراسة العلاقة الوظيفية بين أى متغير ين هو دراسة العلاقة بين العملية والشكل ، ولايمكن فصل أحدث العمليات الچيوموفولوچية عن الملامح التاريخية لتطور الشكل . ولذلك ظهرت مفاهيم عديدة فى الچيومورفولوچيا واستعرضنا أهمها فى المقدمة . ولربما سوف لا نعرف أبداً أى من النماذج التى تناسب تماماً الطبيعة المعقدة لعلم الچيومورفولوچيا . ولكن هذا لا يهم ، فالمهم هنا أنه قد تحول اهتمام الچيومورفولوچيين نحو دراسة وتحليل العملية الچيومورفولوچية . ولقد تبين لهم أنه بدراسة العلاقات الوظيفية بين المتغيرات يمكن لعلم الچيومورفولوچيا تقديم المعلومات المفيدة للعلوم الأخرى . كما أن دراسة أشكال سطح الأرض من خلال المكان وليس من خلال الزمن هو اتجاه صحى وقوى للچيومورفولوچيا وأنها علم واضح المعالم بين العلوم الطبيعية .

أسس الچيومورفولوچيا الحديثة

أ ــ مفهوم التوازن الديناميكى :

يحدث عند سطح الأرض التفاعل بين الغلاف الغازى والغلاف المائى والغلاف الجوى والغلاف الصخرى . وكل من هذه الأغلفة تعرض أمامنا تعقيدات هائلة بتفاعلها مع بعضها . ومن هنا نواجه المشكلة نحن كجغرافيين فى محاولة فهم

هذا التفاعل . ولأن كل غلاف يتضمن كثيراً من المتغيرات الخاصة به فإنه على حده ، أيضاً ، يلعب دوراً أساسياً فى تطور سطح الأرض ، وهذا هو التحدى الحقيقى . ولمناقشة هذا العلم فلابد من تبسيط هذه التعقيدات الموجودة على سطح الأرض ، ويمكن الوصول إلى ذلك بإعتبار الشكل والعملية علامات مميزة للمكان عندما نناقش ذلك ، وهذا لا يعنى أن الشكل والعملية لا يتغيرا بل يتغيرا لأن طبيعة الأرض وغلافها الغازى يتطلب ذلك . وإذا ثبتنا عامل الزمن على سبيل المثال لتفهمنا العلاقة بين العملية والشكل ، ونحن كجغرافيين نأمل أن نفهم لماذا يتغيرا . وفى هذا الاتجاه فإن الشكل والعملية يعكسا هذا التوازن اللحظى فى الطبيعة ، وهذا هو التوازن الدقيق بين قوى التغير وقوى المقاومة .

ومفهوم التوازن ليس جديداً ، فلقد قدمه جلبرت سنة ١٩١٤ وجدد وشبابه هاك سنة ١٩٥٠ وله جذوره الكمية فى أعمال سترهلر سنة ١٩٥٧ و بنى هذا المفهوم فى ثوبه الجديد تشورلى سنة ١٩٦٢ فى تطبيقه لنظرية النظم العامة فى الچيومورفولوچيا . وهذا المفهوم له بعض المميزات فى الدراسات الچيومورفولوچية على النحو التالى :

(١) أن هذا المفهوم يوضح العلاقة الأكيدة والمتبادلة بين الشكل والعملية .
(٢) أنه يؤكد الطبيعة المعقدة والمتشابكة بين المتغيرات الچيومورفولوچية .
(٣) ليس للمفهوم حدود معينة تلزم الدارس بها .

ب ــ قوى التغيير فى الأشكال الأرضية والعناصر المقاومة بها :

ومن خلال منهج الأنظمة فى الچيومورفولوچيا يمكن أن نرى أن الأشكال الأرضية تمثل بعض التفاعلات بين القوى المغيرة والقوى المقاومة لهذا التغير. فالقوى المغيرة فى الچيومورفولوچيا هى المناخ والجاذبية الأرضية و بعض القوى الأخرى الناتجة أو القادمة من باطن الأرض ، أما المقاومة فتوجد فى الإطار الچيولوچى لسطح الأرض ، والعملية فشىء آخر ، فيمكن اعتبارها على أنها منهج أو طريقة إنتاج شىء من شىء آخر ، أو هى المركبة التى تنقل كمية من المواد من نظام معين لتشارك أو تصبح ضمن نظام آخر .

وبصفة عامة ، فالعمليات إما خارجية أو داخلية . ودائماً ما تعمل العمليات الخارجية على سطح الأرض أو بالقرب منه، وهى تعمل عادة بواسطة الجاذبية والقوى الموجودة فى الغلاف الغازى ، أما العمليات الداخلية فتعمل من باطن الأرض . ومثل أى وسيلة أخرى فالعمليات الخارجية تتغير بواسطة قوى المقاومة وقوى الدفع لها . والعملية التى تقوم بعمل أكبر وتنتج معظم الأشكال الأرضية تعتمد بصفة أساسية على قوة الدفع فيها ومقدار المقاومة الموجودة فى السطح ، وهذا ما يفسر الاختلافات الهائلة بين الأشكال الأرضية التى نراها الآن .

جـ - حدود التغير فى النظام الطبيعى : Thresholds

إن أى مفهوم يشرح أو يفسر معنى التوازن يتضمن على وضع مضاد لوضع أخرى أو ما يسمى بعدم التوازن . فإذا تطلبت مختلف العوامل الخارجية رد فعل معين من النظام فإنه يحدث أن توجد فترة من عدم التوازن التى يكون فيها الشكل والعملية بعيدان عن التوازن المنشود . فمثلاً تعتبر الإنزلاقات الأرضية وحفر الأخوار أمثلة واضحة لعدم التوازن حيث أن المنحدرات لا تحتفظ طويلاً بتوازنها وثباتها عندما تتغير العملية المغيرة (مثل هطول الأمطار الغزيرة والمفاجئة) أو/ والجيولوجيا . ومثل هذه العمليات تمثل أحداثاً تظهر على أنها أنظمة تحاول أن تؤسس توازناً جديداً .

وبعض الأحداث قد تحدث فجأة أو ببطء متجهة نحو توازن جديد تبعاً لمقدار عدم التوازن الموجود ، وهذا يتطلب طاقة كبيرة . وحدود هذا التوازن هى الحالات الحرجة أو نقط التغير Thresholds . وهذه النقط لابد وأن تحدد قيمتها فى النظام . فمن الناحية النظرية لابد وأن تحدد هذه القيمة أو هذه الحالة التى يتغير عندها هذا النظام إلى حالة أو وضع جديد ، ولكن حتى الآن لم نستطع أن نحددها . فمعظم البحوث الجيومورفولوجية تحاول أن تحددها ، وهذا مجال خصب للباحثين .

وقد أطلق شم سنة ١٩٧٣ Schumm على استجابة النظام الطبيعى

للتغير بسبب عمليات خارجية وعمليات داخلية إصطلاح
Extrinsic Thresholds ، Intrinsic Thresholds
. والأمثلة على ذلك كثيرة ومعروفة لدى الچيولوچيين مثل السرعة الحدية فى النهر التى عندها تبدأ الرواسب على القاع فى الحركة مع جسم الماء بالمجرى ، وأى تغير فى هذه السرعة يسبب عدم التوازن فى المجرى . كذلك توجد أمثلة أخرى من الماضى حيث استجابت بعض النظم الطبيعية للتغيرات المناخية فى البلايستوسين والهولوسين .

ومن الطبيعى أننا لا يمكن أن نحصل على البيانات المطلوبة ، لتعيين حد التغير فى النظام الطبيعى فى وقت قصير، ولكن مع الوقت يمكننا ذلك . والدليل أن شم و باتون Schumm - Patton قد حددا هذه القيمة الحدية للتغير فى النظام الطبيعى عندما درسا عدم الانتظام فى النحت وحفر الأخوار، بحوض تصريف نهر Yellow Creek بشمال غرب ولاية كلورادو بالولايات المتحدة ، بدراسة العلاقة بين أقصى معدل للنحت (الحفر) وأكبر درجة لإنحدار السفوح . ولقد توصلا إلى أن أى حوض تصريف تزيد مساحته عن ٤,٦ كم٢ ويميل سطحه بدرجة معينة عندها تبدأ المياه المتجمعة فى حفر وتعميق المجرى الرئيسى للحوض . ولقد أصبحت هذه القيم الحدية فيما بعد تستخدم فى دراسات كثيرة لتحديد أى من أحواض التصريف التى تزداد فيها معدلات النحر وأيها يظهر فيها مناطق للإرساب ، واستخدمت هذه القيمة فيما بعد فى عمليات التخطيط المختلفة .

د ـ مفهوم السبب والنتيجة (الأثر) :

لماذا كانت الدراسات الچيومورفولوچية مميزة فى الچيولوچيا عنها فى الجغرافيا ؟ والسبب أن الچيولوچيين اعتبروا منهج النظم Systems approach والقيمة الحدية Thresholds هما مكونات مفهوم السبب والنتيجة . وهذا المفهوم بدوره أساسى فى التاريخ الچيولوچى حيث توجد النتيجة (أو الأثر) على الصخور و يبقى السبب هدفنا بالبحث والتحقيق . و يبقى أيضاً أمامنا دون تفسير : كيف يعمل النظام الطبيعى ؟ . ونحن نعرف على

سبيل المثال أن التغييرات المناخية فى عصر الهولوسين كانت عنيفة مما أدى إلى انقلاب كل التوازنات الموجودة فى النظم النهرية وقد أحدثت تغييرات هائلة . والذى يحيرنا اليوم نحن كجغرافيين أن ما يحدث اليوم هو عكس ما حدث فى الهولوسين .وقد تعرف الدارسين على السبب،والسؤال الهام الآن هو كيف نعرف أن ما حدث منذ ٣٠٠ مليون سنة مضت على مدى التاريخ الجيولوجى هو ما يحدث الآن ؟ . وللإجابة على ذلك لابد وأن نبسط هذا النظام الطبيعى ونفسر عملياته كل حده فى شكل علاقات سببية .

وطبقاً لما تقدم سوف يكون اهتمام هذا الكتاب بالعمليات الجيومورفولوجية . والعملية تعنى ميكانيكية الفعل ، ويمكن شرح مركبها من خلال تطبيق الأسس الطبيعية والكيميائية للأشياء . فعلى الرغم من أن بعض القراء يهتمون بوصف الشكل بدلاً من دراسة العملية إلا أن الكتاب يحاول الربط بين العملية التى نناقشها والأشكال الأرضية . وعلى الرغم أيضاً من وجود فراغ كبير بين دراسة العمليات الجيومورفولوجية التى تدرس على مقياس صغير ، ودراسة الأشكال الأرضية التى تدرس على مقياس كبير إلا أن هذا الكتاب يحاول تبسيط العلاقة بين العملية والشكل لنستطيع فهم تطور الأشكال الأرضية بمقياسها الأكبر .

الفصل الأول

عمليات التجوية والانهيارات الأرضية

أولاً : التجوية الكيميائية .

ثانياً : التجوية الميكانيكية .

ثالثاً : نتاج التجوية .

رابعاً : الانهيارات الأرضية للتربة والصخور.

الفصل الأول
عمليات التجوية والانهيارات الأرضية

مقدمـــة :

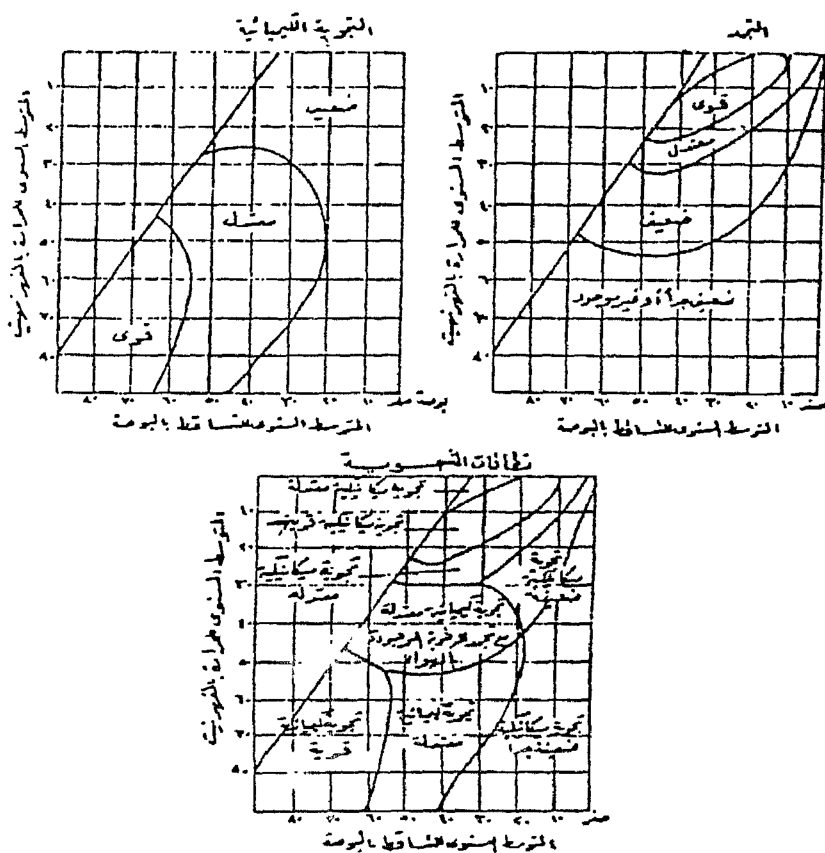
لقد ركزت التعريفات الجيومورفولوجية والمناقشات العلميه لعمليات التجويه على الجوانب الهدامه لعمليات التجويه واهملت أن تشير الى أن عمليات التجوية هى عمليات جيولوجية على جانب كبير من الاهمية لوجود الانسان على سطح الارض. ولتوضيح ذلك ببساطه نجد أنه اذا قارنت سطح الارض بسطح القمر نجد الاول قد استفاد بعمليات التجويه على مدى ملايين السنين، وبهذه العمليات تكونت التربه الصالحة للزراعة والمعادن المختلفة اللازمة لوجود الحياة، كما ترسبت المعادن وتكونت فى القشرة الارضيه التى قامت عليها حضارات عديدة.

وتتضمن أنواع هذه العمليات بمفهومها الشامل اكثر من عمليات تحلل العناصر الكيمائيه المكونه لسطح الارض، وتفكك الصخور، بل أنها تمثل درجة الاستجابة للمواد الصخريه التى فى حالة توازن مع طبيعة الصخور الملامسه أو القريبه من الغلاف الغازى والغلاف المائى والغلاف النباتى والحيوانى. ان عمليات التجويه تعمل على تحول صخور الارض من الحالة الكتلية Massive الى الحالة الرضيخية Clastic. وبتعبير علمى نجد أن التجويه تشمل على عمليات تتفاعل مع بعضها فى نطاق تتشابك فيه الصخور والهواء والمياه والمواد العضويه فينتج عن هذا التفاعل تغيرات كيمائية وطبيعية لسطح الارض.

ولقد استطاع الانسان أن يعرف أثر التجويه على الصخور. فمثلا قد اختار صخور البناء وعرف أنواعها المختلفه التى تتحمل عوامل التجويه، فهناك صخور تعيش طويلا دون أن تتحلل أو تتفكك فى بيئه مناخية معينه بينما تتغير وتتحلل اذا

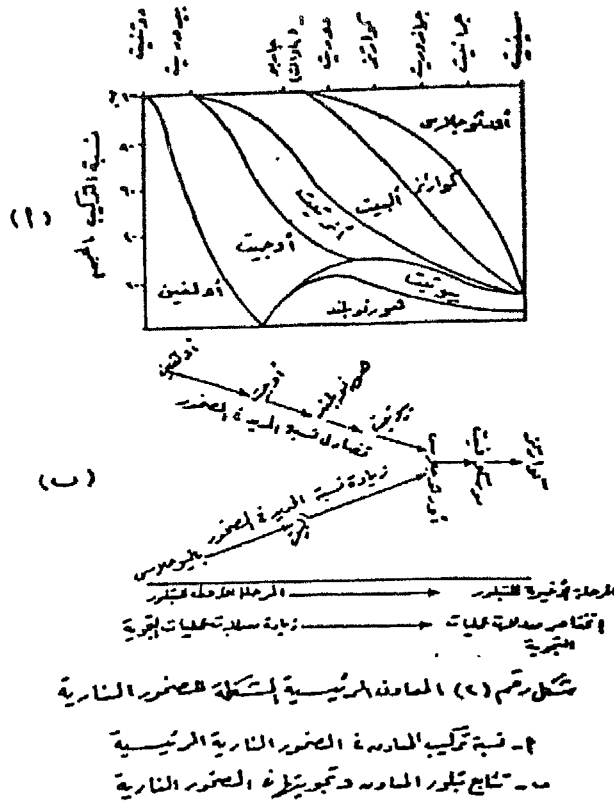
وجدت فى بيئه اخرى . و بصفه رئيسية ، هناك خمسة عوامل تؤثر على نوع ومعدلات عمليات التجويه .

١ ــ المناخ شكل رقم (١)
٢ ــ تكوين وتركيب الصخور والمعادن شكل رقم (٢)
٣ ــ الوضع الطبوغرافى .
٤ ــ الغطاء النباتى .
٥ ــ الزمن .



شكل رقم (١) الكثافة النسبية للتجوية الكيميائية والميكانيكية تحت ظروف مختلفة للتساقط ودرجات الحرارة

نقلا عن: American Geographers
Vol. 40, 1950 L. Peltier



شكل رقم (٢) المعادن الرئيسية المشكلة للصخور النارية

أ- نسبة تركيب المعادن في الصخور النارية الرئيسية

ب- تتابع تبلور المعادن وتجويتها في الصخور النارية

فالمياه الدافئة على منحدرات جبال الجرانيت فى هونج كونج تكون اكثر فاعلية عن المياه البارده المتحدره على جبال الحجرالجيرى فى منطقة بيكس بيك بالولايات المتحدة . كما أن مكونات الاخيره الكيمائيه تتحلل فى المناخات الرطبه بصورة أسرع عنها فى المناخات الجافة . وفى كلتا الحالتين فان منحدرات الجبال تكون أكثر عرضه لعمليات التجويه عنها فى المناطق الاقل انحدارا . كما ان الغطاء النباتى يقوم بحمايه التربه من عوامل التجويه الا أنه من ناحيه اخرى يقوم بمد التربه بالمواد العضويه والحمضيات التى تنشط عمليات التجويه الكيمائيه . وأخيرا عامل الوقت أو الزمن يكون له أثره حينما تبلغ الصخور عمرا اكبر فيكون تعرضها للتجويه أطول .

ومن اجل الحصول على فكرة أوضح فى كيفيه عمل التجويه فى تطور أشكال سطح الارض يجب ان ندرس المجموعات المختلفة لعمليات التجوية لنرى كيف تعمل اما فرادى أو فى مجموعات بينما تستمر الطبيعة فى نقل المواد الأرضيه وترسيبها .

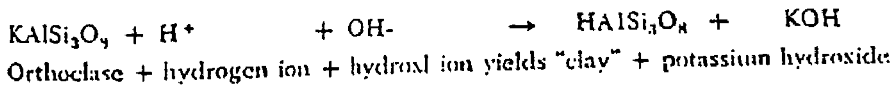
أولا : التجويه الكيمائية

من أجل تسهيل دراسه عمليات التجويه تقسم التجويه عامة الى قسمين رئيسين هما التجويه الميكانيكية Mechanical Weathering والتجويه الكيمائية Chemical Weathering ولقد وجدت الدراسات الحقليه أن التجويه الميكانيكية والتجوية الكيمائيه عاده تعمل فى وقت واحد حيث تقوم العمليات الميكانيكية على تهيئه البيئه الطبيعية لعمليات التجويه الكيمائيه والعكس أيضا .

وتتألف عمليات التجويه الكيمائيه من تفاعلات كيمائية عديدة بين السوائل والغازات التى يتكون منها الغلاف الغازى والمائى فوق وتحت سطح الارض وبين الصخور والمعادن والرواسب والمواد العضويه التى تتألف منها القشرة الارضية مثل : التحلل بالماء Hydrolsis والتميؤ Hydration والكربنه Carbonation والاكسدة Oxidation وأخيرا الإذابة Solution

التحلل بالماء

فى هذا النوع من التفاعل تحل أيونات المعادن Metalic Ions محل هيدروكسيل الصخور، حيث يعمل هذا التفاعل مع عملية التميؤ على تكوين ذرات الطين . وتوضح المعادلة التاليه عملية التفاعل بين أيونات الهيدروجين (H) مع هيدروكسيل الصخور (HO) على النحو التالى



$KAlSi_3O_8 + H^+ + OH^- \rightarrow HAlSi_3O_8 + KOH$

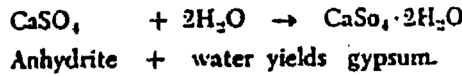
Orthoclase + hydrogen ion + hydroxl ion yields "clay" + potassium hydroxide

أورثوكلاز + ايونات الهيدروجين + أيونات الهيدروكسيل تنتج طين + أيدروكسيد البوتاسيوم .

وتوضح المعادلة التفاعل بين العناصر المعدنية وأيونات الهيدروجين الموجوده فى الماء . و يعرف هذا التحلل بالمياه كيمائيا بالتفاعل بين الملح والمياه لينتج عنه أحماضا قاعديه . و باستمرار تدافق المياه العذبه وتكوين الأحماض العضويه سوف تضمن التربه تدفق ايونات الهيدروجين عليها ، وبما أن ايونات اليهدروكسيل تحملها المياه التى فى التربه الى المياه الجوفية فان المياه القلوية لايستمر وجودها فى التربة اذا ما إستقبلت المياه العذبه باستمرار.

٢ ــ التميؤ (أو الاتحاد مع الماء)

توضح المعادلة التاليه عملية امتصاص المياه فيتحول الانهادرايت الى جبس



$$CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSo_4 \cdot 2H_2O$$

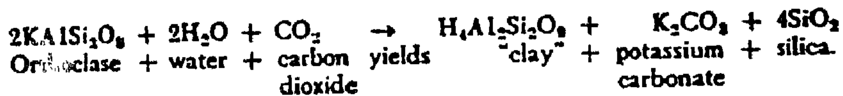
Anhydrite + water yields gypsum.

كبريتات كالسيوم لامائيه + ماء تعطى كبريتات كالسيوم مائيه (جبس)
وتظهر عملية التميؤ دائما مع تفاعلات أخرى مثل عملية التحلل بالمياه والكربنه والاكسدة فباستمرار عملية التميؤ يزداد حجم الصخور و بالتالى يكون من السهل تفتيتها وتكسيرها وهذا يوضح كيف تعمل عمليات التجوية الكيمائية على وجود عمليات ميكانيكية فتفكك الصخور وتكسرها .

٣ ــ الكربنــــه

الكربنه هى عملية اتحاد كيمائى بين ثانى اكسيد الكربون (CO_2) أو أيون البيكربونات (HOC_3^-) مع المعادن فى الصخور. و بوجود ثانى اكسيد الكربون فى الغلاف الغازى وفى التربه فانه يذوب أو يتحد مع الماء ليكون حامض الكربونيك (H_2CO_3)

لذلك فصخور القاعدة التى تحتوى على عناصر البوتاسيوم والصوديوم أو الكالسيوم مثل الصخور الجرانيتيه فانها سرعان ماتتعرض لعمليات التجويه الكيمائيه بالكربنة أو التحلل بالمياه كما توضحه المعادلة التالية :



$$2KAlSi_3O_8 + 2H_2O + CO_2 \rightarrow H_4Al_2Si_2O_9 + K_2CO_3 + 4SiO_2$$

Orthoclase + water + carbon dioxide yields "clay" + potassium carbonate + silica.

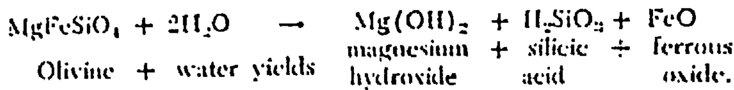
أرثوكلاز + ماء + ثانى اكسيد الكربون = طين + كربونات البوتاسيوم + سيلكا

و يتضح من المعادلة أيضا أن كر بونات البوتاسيوم تذوب فى الماء وتحمل بعيدا عن التر به تاركة الطين والسيلكا .

٤ ــ الاكســـــدة

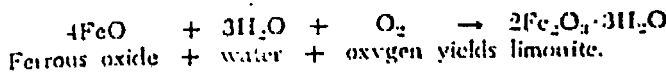
عـنـدمـا يضاف الاكسوجين أو يحل محل عناصر أخرى فى المعادن فتسمى هذه بالاكسدة .

و يـتـضـح ذلـك فى الحـيـاة عند ترك قطعة من المعدن فى الخارج معرضه للبلل بالرطوبه أو المياه لفترة من الوقت فيتكون الصدأ عليها . لذلك فمعظم الصخور التى تحـتـوى على مجـمـوعـه مـن المـعـادن مـثـل الأولوفين الذى به نسبة عاليه من الحديد بـالاضافة الى عناصر مركبه من السيلكا سرعان ماتتأثر بعملية الاكسدة ، و يتضح ذلك من المعادلة التالية :



اوليفين + ماء = ايدروكسيد مغنسيوم + حامض سيلسيك + اكسيد الحديدوز

و بـتـفـاعـل كـل مـن الاكـسـدة والـتـحـلل بـالماء تتحول المعادن فى الصخور الى ايدروكسيد المغنسيوم وحامض السلسيك واكسيد الحديدوز من الالوفين . وبتحلل اكـسـيـد الحـديـد مع الماء بواسطة عملية التميؤ بمزيد من الاكسوجين فان اكسيد الحديد يتحول الى معدن الليمونيت كما توضحه المعادله التالية :



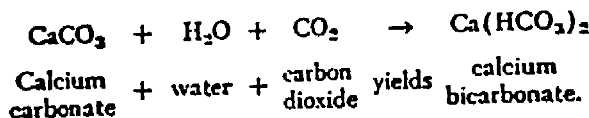
اكسيد الحديدوز + ماء + اكسجين = الليمونيت .

وعـادة مـا تـتـضـمن عملية الاكسده موت بعض المواد العضو ية وتحللها واختلاطها بـبـعـض المـعـادن الموجـودة فى قشرة الارض وهذه العمليات هى التى تعمل على تشكيل التر به .

٥ ــ الاذابـــــه

عـنـدمـا تـسـقـط الامطار على التربة فانها تغسل مكوناتها وتحمل المواد المعدنية

التى تعرضت لعمليات تجويه كيمائيه الى المياه الجوفيه . فتوجد بعض المعادن الجيولوجية فى التربه مثل الاملاح والجبس وهذه سرعان ماتذوب فى المياة مباشرة ولايفوتنا ان نذكر أن تعرض المواد المكونة للتربه لعملية أو لعدة عمليات كيمائيه فانها تمهد لمزيد من انشطة عمليات تجويه كيمائية اخرى . ومن اهم عمليات الاذابه هى اذابه كربونات الكالسيوم أوغسلها من التربه مما ينتج عن ذلك محلول بيكربونات الكالسيوم فى التربه وهوماتوضحه المعادله التاليه :



$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca(HCO_3)_2$$

Calcium carbonate + water + carbon dioxide yields calcium bicarbonate.

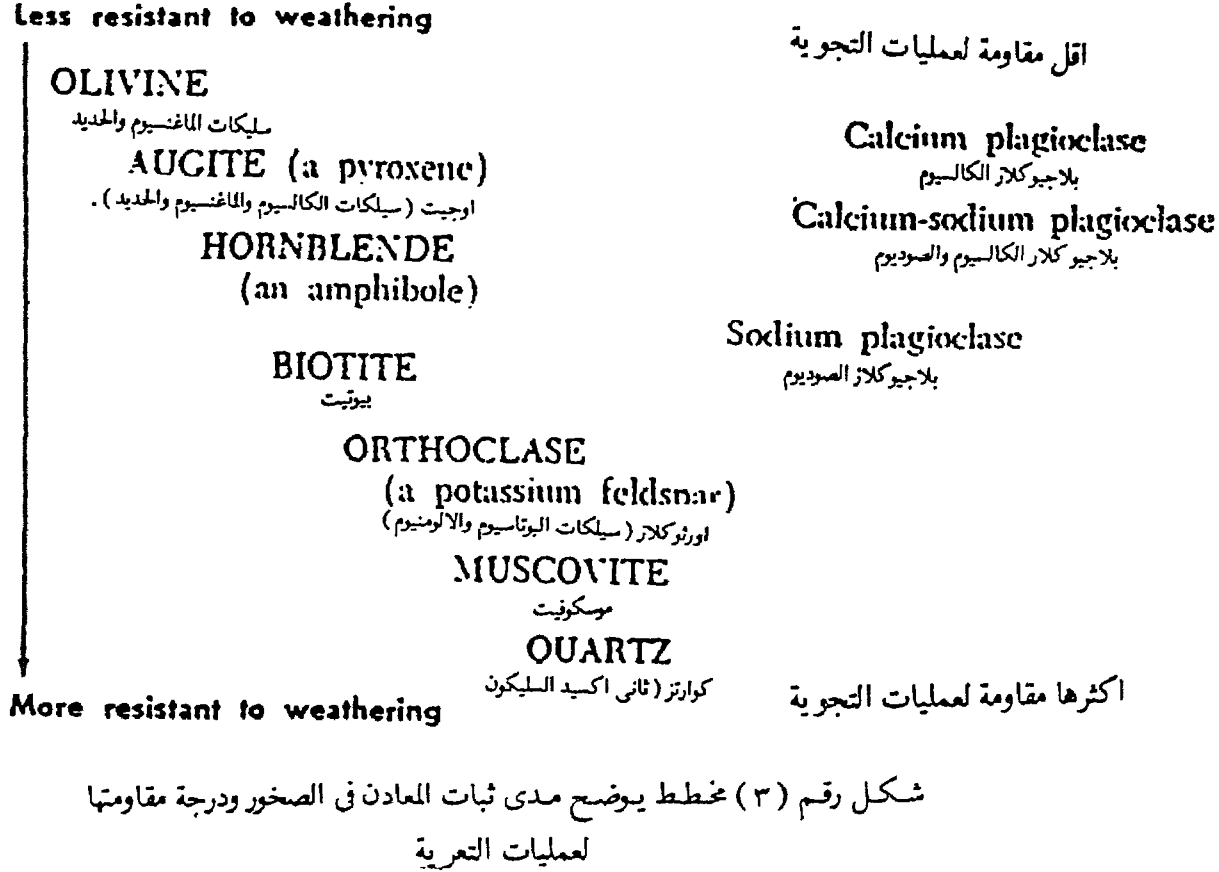
كربونات كالسيوم + ماء + ثاني اكسيد الكربون = بيكربونات الكالسيوم

و يوضح الرسم البياني التالى (شكل رقم ٣) ترتيب المعادن على أساس مقاومتها لعمليات التجويه الكيمائيه حيث تؤلف هذه المعادن مجموعة الصخور الناريه والصخور المتحوله .

ولقد وضع هذا الرسم على أساس بيانات مأخوذه من الطبيعة مرتبه طبقا لمدى ثبات معادنها ومقاومتها لعمليات التجويه الكيمائيه كما قدمها جولدش ١٩٣٨ (١) Goldich ويبين الرسم البيانى لجولدش أيضا مدى صلابه الصخور لعمليات الضغط والحرارة على سطح الأرض ، كما أن الصخور والمعادن التى تستجيب لعمليات التجويه الكيمائيه والميكانيكية فانها صخور تتجه نحو التوازن .

---

(١) Goldich, S.S., 1938, A Study in Rock Weathering, Journal Of Geology, Vol. 46, pp. 17-58



شكل رقم (٣) مخطط يوضح مدى ثبات المعادن فى الصخور ودرجة مقاومتها لعمليات التعرية

ثانيا : التجويه الميكانيكية

تعمل عمليات التجو يه الميكانيكيه على تفكك وتليين الصخور وجعلها عرضه لعمليات التجو يه الكيمائيه وذلك بتكسير الصخور وتعر يه السطوح المدفونه . وكثيرا من هذه النشاطات ماتحدث فى نفس الوقت . فعلى سبيل المثال تتحطم الصخور وتتحلل فى آن واحد ، وعندما تتزايد عمليات التجو يه الكيمائيه يزداد الضغط على الطبقة الصخر يه السفلى وتحدث فيها الشقوق ثم تتكسر .... الخ . والتى تصبح هى الاخرى عرضه لمز يد من عمليات التجو يه الكيمائيه . وهناك أنواع عديده من عمليات التجو يه الميكانيكيه مثل :

(أ) تمدد الصخور نتيجة لازاله السطوح الصخر يه المحمولة عليها Unloading

(ب) عمليات التبلور والتجمد وانواع أخرى من النمو البلورى داخل الشقوق الصخر ية . Frost Wedging or Frost Heaving

(جـ) النشاطات العضو ية . Organic Activities

(د) تكتل سطح التر به . Colloidal Plucking

(هـ) التمدد والانكماش بالحرارة . The Expansion and Contraction of Rocks.

هذا ونعرض بعض من هذه العمليات بايجاز لنتعرف من خلالها على التجو ية الميكانيكية كعملية من العمليات الجيومورفولوجية التى تشكل قشره الارض .

(أ) إزالة السطوح الصخر ية

عندما تزال السطوح الصخر ية بأحد عمليات التجو يه الاخرى فان هذا يؤدى الى تمدد الصخور القاعدية وتحدث بها شقوق تكون موازية تقر يبا لسطح الارض أى أنها شقوق تحدث فى القشرة الخارجية فقط وليست تصدعا رأسيا فى الجسم الصخرى الكبير . ومن خصائص هذه الشقوق السطحية أنها متقاربة جدا تصل فيا بينها المسافه أحيانا الى بوصة واحده بينما تصل المسافة بين الشقوق العميقة الى عدة أقدام . وكنتيجة لهذا التمدد والتشقق فى الصخر فانه يحدث مايعرف باسم عملية التقشر Oxfoliate للطبقة السطحية للصخور .

(ب) تبلور الثلج فى الصخور

هو نوع آخر من عمليات التجويه الميكانيكية تحدث ضغطا ثم تحطيم للصخور بواسطة تراكم بلورات الثلج فى الشقوق الصخرية . هذه البلورات الثلجية تتكون نتيجة لتجمد المياه بالشقوق وتحويلها الى بلورات ثلجية ، وأحيانا تتكون هذه البلورات من الاملاح الناتجه عن التحلل فى المناخات الجافه . فعملية التجمد للمياه داخل الشقوق الصخرية لها اثر كبير على تحطيم الصخور، حيث تتجمد المياه وتتراكم بلورات الثلج داخل هذه الشقوق . وعاده ماتتفاقم قوه الضغط هذه وتحدث أثرها البالغ فى تحطيم الصخور عندما تتعاقب عمليات التجمد والذوبان للمياه الموجودة بالشقوق . وعلى الرغم من عظم قوة هذه العملية على تحطيم الصخور فانها لاتحدث الا فى الطبقه القريبه من السطح . وعاده ماتوجد هذه العملية فى المناطق الجبليه المرتفعة ومتوسطة المطر حيث تتعرض السفوح الجبلية للتحطيم وانهيار الركامات الصخريه على اقدام هذه الجبال . و يطلق على تراكم هذه المفتتات الصخريه اسم فلسينمير Felesenmeer, from the German "rock sea"

(جـ) النشاطات العضوية

فعلى الرغم من أن النشاطات العضوية كيمائيه فانها تتضمن بعض العمليات الميكانيكية . فنمو جذور الاشجار أحيانا يعمل على توسيع الشقوق والفواصل فى الصخور. كما أن بعض الحشرات التى تعيش فى باطن الارض وكذلك الديدان الطينيه تعمل هى الاخرى على خلق شقوق وفواصل جديدة كما أنها تخرج المواد الصخرية المفتتة الى السطح وتجعلها عرضه لعمليات تجويه اخرى بواسطة الماء والهواء .

(د) تمدد وانكماش الصخور بالحرارة

نظرا لان الصخور لاتحتفظ بالحرارة طويلا فان السطح الخارجى للكتل الصخرية يسخن بشده من اشعة الشمس المباشرة عليها دون أن تتخلل الحرارة فى الصخر اكثر من بضعة بوصات فى الطبقة التحتيه . فى المناخات التى تتفاوت فيها درجات الحرارة من ٣٠ درجة الى ٩٠ درجة فهرنهيت تتمدد الصخور وتنكمش بصفه مستمرة فتنفصل الطبقة السطحية . كما أن الصخور ذات النسيج الخشن والتى تتكون من معادن مختلفة تكون أسرع تحطها بواسطة هذه العملية ، وذلك نظرا

لان اختلاف المعادن فى الصخر يساعد على اختلاف معدلات التمدد والانكماش فى الصخور مسببة انفصال فى الحبيبات الصخر ية . هذا قد يبدو لنا منطقيا الا أن بعض الدراسات المعملية فى تسخين الصخور لم تحدث تكسيرا لها ، كما أن الدراسات الحقليه فى أمر يكا الشمالية لم تجد دليلا على أن تمدد الصخور يؤدى الى تكسيرها . فالحقيقة أن عملية التسخين والتبر يد للصخور قد تحدث بعض الشقوق التى سرعان ماتملؤها الماء والهواء و بالتالى تكون عرضه لعمليات التجو يه الكيمائيه والطبيعية على حد سواء فتساعد على تفكك الكتل الصخر ية .

(هـ) تكتل السطح الخارجى للتر به

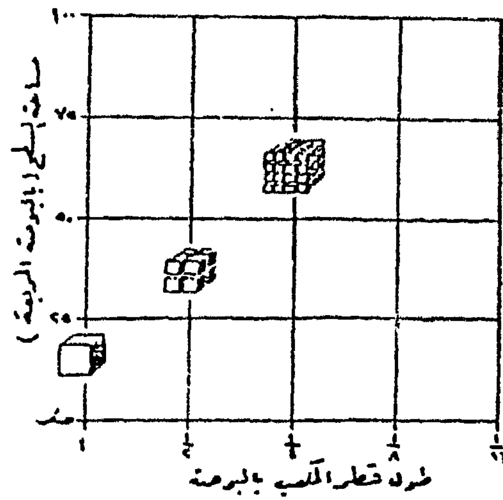
لم تثبت الدراسات الحقلية بعد ان تكتل الصخور أو السطح الخارجى للتر به أنها عملية من عمليات التجو يه . فمن المعتقد أن انكماش المواد الغر ينية Colloidal Materials بالتر به تحدث تفككا للمواد المكونه للتر به أو للاجزاء الصغيره منها . وعادة ماتحدث عملية التكتل اثناء بل التر به وتركها لتجف .

ثالثا : نتاج التجو ية

فى الظروف المناسبة ــ خاصة فى المناطق المدار ية الرطبة ــ تصل عمليات التجو يه الى أعماق كبيره . ففى البراز يل تحولت صخور الطفل على أعماق تصل الى ٤٠٠ قدم . كما تعرضت صخور الجرانيت بولايه جورجيا بالولايات المتحده لعمليات التجو يه الى عمق يصل الى ١٠٠ قدم .

وتتحكم فى عمق عمليات التجو يه فى الصخور عدة عوامل منها صخور القاعدة والمناخ والتفاعل البيولوجى وطبوغرافيه المكان والزمن . ولكن قد تختلف معدلات التجو يه فى الصخرة الواحدة عندما تتعرض لهذه العمليات الى اعماق كبيره بسبب تشققها بدرجة كبيره (شكل رقم ٤) .

ولقد تعرضت صخور الجرانيت فى هونج كونج لعمليات التجو يه الى اعماق وصلت الى ٣٠٠ قدم و باستمرار ازالة الغطاء الصخرى المتحول Weath-ered Mantle فانه يكشف عن سطح شديد التضرس . ومن المعروف ايضا ان



شكل رقم (٤) العلاقة بين مساحة سطح المكعب وقطره من المواد الارضية المجواة نقلا عن تشورلى ١٩٧٠

تكون التلال الصغيرة المنعزلة Inselbergs هى نتيجة لعمليات التجو يه فى الشقوق والفواصل الصخر ية ثم ازالة هذه المفتتات الصخر ية بواسطة عوامل التعر يه (كالماء والهواء) ، فتتخلف هذه التلال الصغيرة التى قاومت عمليات التجو يه . وقد يحدث ايضا ان تتجدد التضار يس Rejuvenated وتتجدد عمليات التجو يه وكذلك عمليات التعر يه النهر ية والهوائية بتغير المناخ فى الاقليم و ينتج عن ذلك كله مز يدا من الصخور المتحوله .

والسطوح الصخر يه المجواه عادة ماتوجد فى الطبيعة على مختلف الاعماق . فبعض الصخور ـ خاصة صخور القاعدة فى المناطق المدار ية الرطبه ـ يكون الانتقال من السطح الذى تعرض للتجو يه الى صخور القاعدة حاد جدا اذ يصل فى بعض الاحيان الى بضع ملليمترات بينما فى مناطق اخرى تبدو منطقة الانتقال Transitional Zone من الجبهة المجواه Weathered Front الى صخور القاعده كبيرا جدا . واذا جاز لنا التعبير ان نطلق اسم الجبهة المجواه على نطاق عمليات تحو يل الصخور Metamorphic Processes فقد اطلق البعض عليها

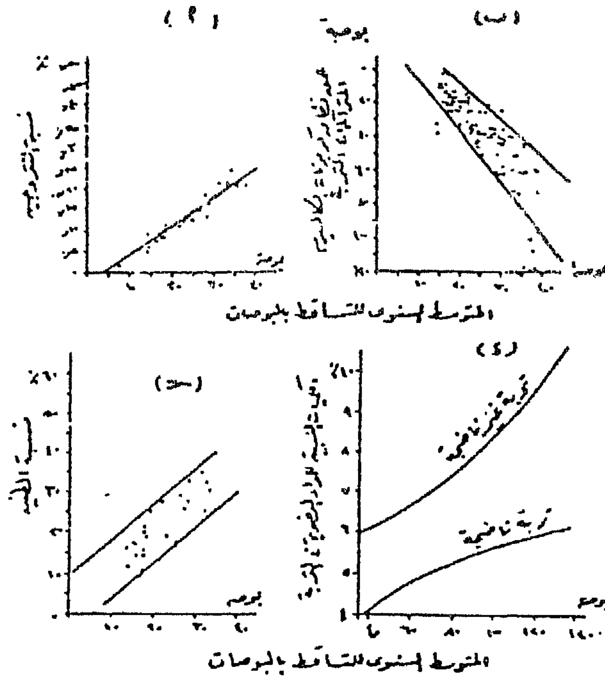
اسم Katamorphism (٢) وعادة يكون نطاق الالتحام بين الجبهه المجواه وصخور القاعدة تتابعيا ، اذ أن صخور الجرانيت فى المناطق الدارية تتكون من طبقات تتابعية يصل سمك الطبقه الواحده الى بضعه أمتار . و يظهر نطاق الالتحام فى هذه الصخور بصورة غير حادة حيث يكون الخط الفاصل بين الجبهة المجواه وصخور القاعدة على شكل طبقات سميكه . وفيها تبدو منطقة الانتقال كفاصل بين طبقة تحتية غير مساميه وطبقة فوقية مساميه يكون مستوى الماء الارضى فيها قريبا من السطح وتتجوى فيها معادن الصخر سريعا . وتبدأ عمليات التجويه فى هذه الصخور فى طبقه تلو الاخرى من السطح الى اسفل حتى عمق لاتستطيع بعده عمليات التجويه ان تؤثر على معادن هذه الصخور. وقد يظهر عدم الانتظام فى تجويه طبقات الصخور فى مناطق تزداد فيها نسبة الكوارتز وموزعه بصورة غير منتظمه . و بصفه عامه فان عمليات التجويه حين تعمل فى تجويه الصخور طبقه تلو الاخرى فانها تفكك الصخور بصورة كافية كى تبدأ عمليات التعرية فى دورها فى الحمل والنقل و ينتج عند ذلك سطوحا شديدة التضريس تعمل فيها عمليات التجويه بمعدلات مختلفة و بغير انتظام ولاتتكرر تجويه الصخور طبقه تلو الاخرى كما كانت فى الوضع الاول .

وتتأثر معدلات التجويه وخصائصها بنسيج وتركيب الصخور كما تتأثر أيضا بتركيبها المعدنى ، حتى فى المناطق التى تتكون من الحجر الجيرى والتى تشتد فيها عمليات الاذابة.فوجود قشره رقيقه من تربة الرندزينا Rendzina تحت ظروف رطبه تكون كافيه لنموالحشائش القصيره وحماية الطبقه التحتيه الجيرية من الاذابة.و بالنسبة للتأثير البيولوجى فهو هام أيضا ، ليس فقط من تأثير المواد العضويه المتحلله Humic التى تعمل على زيادة الاحماض والبكتريا والتى تساعد على تحلل المعادن بل لان جذور النبات تعمل على استبعاد الايونات من التربة

---

(٢) Chorley, R.J., 1977, The Role of Water in Rock Disintegration, In Chorley, R.S., (ed.), 1977 Intoduction to Fluvial Processes, Methuch and Co. Ltd. London.

Ions وتراكم الألياف النباتية المتعفنه فى الطبقه السطحيه للتربة (A_0)
انظر شكل رقم (٥) .



شكل رقم (٥) العلاقة بين المتوسط السنوى للتساقط و :

أ - نسبة النتروجين
ب - عمق نطاق كربونات الكالسيوم المتراكمة فى التربة
جـ - نسبة الطين
د - الكميات النسبية للمواد العضوية فى التربة

نقلا عن تشورلى ١٩٧٠

فالبنسبة للرسم أ ، د فى شكل رقم ٥ نجد أن زيادة نسبة النتروجين ونسبة وجود المواد العضوية فى التربه كلاهما يساعد على تخلل الهواء فى التربة Aeration وزيادة معدلات التسرب Infiltration. ثم ترتفع نسبة المياه المحفوظة فى التربة . حقا ان تأثير المناخ على تكوين التربه يأتى من مايعرف باسم

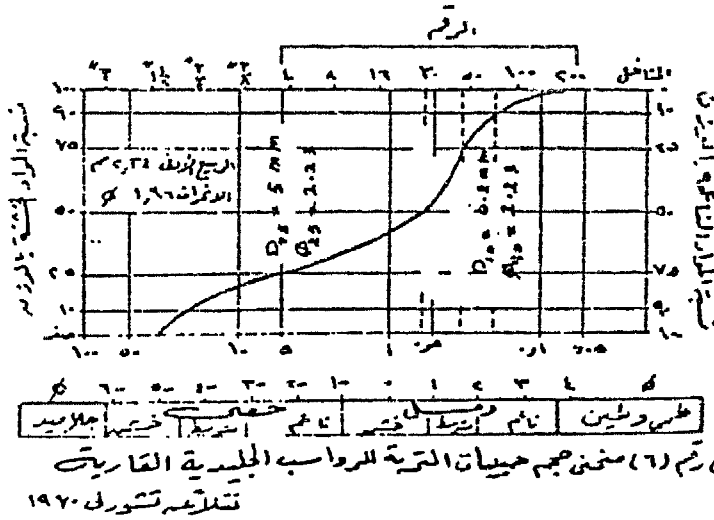
مناخ التربة Soil Climate خاصه فى كمية المياة التى تنسرب فى التربه . فتحت الظروف الرطبه (مثل تربات البيدالفير Pedalfer تزداد كمية الطين (شكل رقم ٥ جـ) وتزداد معدلات غسل التربة Leaching التى تحمل السيلكا المكونه للطبقه السطحية للتربة Ao Horizon الى الطبقة السفلى B Horizon أما فى الظروف الجافه (مثل تربه البيدوكالد - Pedo - cat soil) تقل فيها عمليات تقل المواد المكونه للتربه من السطح الى أسفل وبالتالى تقل فيها معدلات تكوين التربه . كما ان استمرار طفح التربه للقلويات الناتجة عن ارتفاع مستوى المياه الجوفيه تسبب دائما فى تكوينّ كربونات الكالسيوم (شكل رقم (٥) ب) والاملاح وذلك لعجز كمية الامطار القليلة على غسل التربه .

وبالنسبة لطبوغرافية السطح فانها تكون عاملا هاما فى عمليات التجويه وتكوين التربه ، من ناحية تحكمها فى تأثير المناخ على نطاقات صغيرة من السطح والنبات والتصريف المائى ومن ناحية اخرى فى عملية الحركة للمواد المكونه للتربه من السطح الى اسفل وهى عمليات تعميق التربه واعادة تركيبها .

وتعتبر التقديرات النسبية للتجوية سهلة ومعبره عن التقديرات المطلقة . فلم يستطع الجيولوجيون ان يحددوا عمليات تشكيل سطح الارض بطريقه مطلقة الا للثورانات البركانية خلال البلايستوسين . ومن ثم فان التقديرات المطلقة لعمليات التجوية على سطح الارض نادره .

ولقد ذكر أحد الجيولوجيين ان مقدار بوصه واحده من التربه قد يأخذ من الوقت فى تكوينه اما ١٠ دقائق أو ١٠ مليون سنة . حقا فان ١٤ بوصه من التربة فى اقليم كراكاتا Krakata قد تكونت فى ٤٥ سنة فقط و١٢ بوصه من التربه الخام الغير مستغله فى اقليم كامنتز Kamentz فى اقليم اكرانيا بالاتحاد السوفيتى قد تكونت فى ٢٣٠ سنه ، ١,٨ بوصه من قطاع التربه الاوسط B Hörizon فى جزيرة سنت فينست St. Vincent تكونت فى زمن وصل الى ٤٠٠٠ سنه . ومن ناحية اخرى تشير الدلائل فى كثير من سطوح التعريه الجليدية البالغ عمرها ١٠,٠٠٠ سنة الى نسبة قليلة من عمليات التجويه قبل الغطاء الجليدى . ومن وجهة النظر العملية ، فان اهم أوجه نشاطات عمليات التجويه الكيمائيه

...جويه الميكانيكية العامله فى الصخور طبقا للنسيج والتركيب والظروف مناخية فى معدلات متفاوته على سطح الارض . و يوضح الرسم البيانى فى شكل رقم (٦) أبسط تصور لمدى تفاعل عمليات التجوية فى الصخور طبقا لنسيجها الطبيعي وتركيبها المعدنى .



شكل رقم (٦) منحنى حجم حبيبات التربة للرواسب الجليدية القارية
تشالير تشورلي ١٩٧٠

ان اهم مقياسين فى الرسم البيانى (شكل رقم (٦)) هما مقياس القيم المطلقة والمدى المطلق لنسبة الاحجام لأنهما مؤثران بقوة على خصائص المساميه والمقاومه الاحتكاكية Shearing Resistance والثبات للمواد المجواه Weathered Materials . ولقد وضع على المحور الافقى أقطار الاجزاء الصغيرة بالمليمتر وهو مقياس لوغريتمي نظرا للتفاوت الكبير بين احجام المفتتات الصخرية Particles فقد توجد تربات تتكون من مواد خشنه ونسب صغيره من الطمى والطين . وأنسب مقياس لهذا التفاوت هو مقياس فاى Ø حيث

Ø = لوغاريتم الاساس ١٠ لقطر جزئى = ١ مم .

مثال ذلك : ١ مم = صفر Ø و ٢ مم = ـ ١ Ø و ٤ مم = ـ ٢ Ø و ٥ر. مم = ١ Ø و ٢٥ر. مم = ٢ Ø ... الخ . وبما أن الخصائص الطبيعية للتربه (نسبة احجام المواد المكونه للتربه) تتأثر كثيرا بنسبة المواد الناعمه فلقد استخدم

مقياس آخر هو مقياس D والذى يعرف بمقياس قطر الجزىء (بالملليمتر) لنسب محدده بالوزن من مواد التربه تكون أدق وأنعم . وهكذا فحجم الوسيط $Ø$ med يعرف باسم D_{50} وزيادة فى التفاصيل فان ١٠٪ من المواد أدق وانعم $Ø_{90}$ تعرف باسم D_{10} وكذلك ٢٥٪ من المواد ادق وانعم $Ø_{75}$ تعرف باسم D_{25} وكذلك ٧٥٪ من المواد ادق وانعم $Ø_{25}$ تعرف باسم D_{75} . لذلك فقد اعتبر مقياس الانحراف الربيعى $\frac{Ø_{75} - Ø_{25}}{2}$ هو أبسط مقياس وأقرب تعبير لمدى تفاوت نسب الاحجام لجزئيات التربه أو الطبقه الصخريه المجواه .

وسوف نعرض فى الفصل الخاص بالتربه الطريقه العملية لفصل احجام جزئيات التربه وعرض المقاييس الدولية المستخدمة فى هذا الشأن .

رابعا : الانهيارات الارضية للتربه والصخور

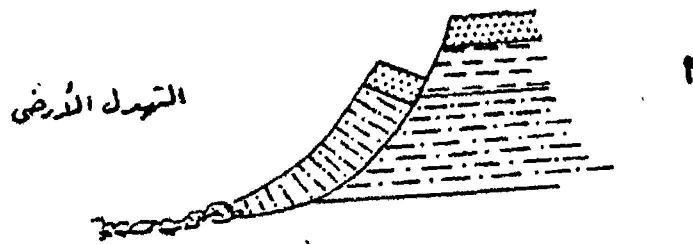
ان عنصر الجاذبية هو مصدر القوة الديناميكية للتفاعل بين العمليات الجيومورفولوجية والعناصر التى تحدث الحركة للمواد الارضيه من على المنحدرات وهو اصطلاح اطلق على الحركة السريعة أو البطيئه للمواد Mass Wasting المجواه Weathered Materials نحو أقدام التلال والجبال . فعلى الجوانب المنحدره للوادى تنكسر الصخور وتتفكك بفعل التجويه ثم تتجه بفعل الجاذبية نحو الوادى بالانهيار أو الزحف أو التهدل ... الخ حيث تحمل بعيدا أو خارج الوادى كله . وبما أن النحت النهرى مقصور فقط على ماينحته النهر من القاع والجوانب من مجراه ، فان الانهار هى المسئول الاول عن نقل المواد المنحوته من النهر والمواد الواردة اليه من جانبى الوادى بفعل عمليات التجويه وحركة المواد المجواه على المنحدرات بفعل الجاذبيه نحو المجرى المائى على مدى العصور الجيولوجية . فربما تستغرق حركة قطعة صخرية واحده مره كلـه بضعه قرون أو مره كل يوم . بينما تصل سرعة الصخور المتساقطة على منحدرات التلال والجبال الى اكثر من ١٠٠ ميل فى الساعة ويبين الرسم التالى (شكل رقم (٧)) تصنيفا لحركة المواد الارضيه على المنحدرات .

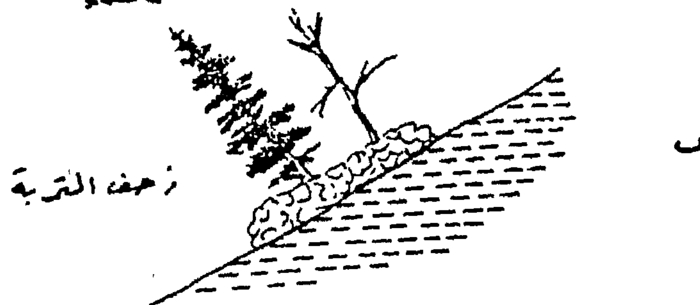
شكل رقم (٧) تصنيف حركة المواد الأرضية على المنحدرات

نقلا عن: Carson and Kirkby, 1975

١ ـ الزحـــف

انها الحركة الى اسفل على المنحدرات وقد تحدث حتى فى المناطق التي تغطيها الاشجار والتى تعمل فيها جذور الاشجار على تثبيت التربه (شكل رقم (٨)). ويمكن مشاهده هذه العملية عندما نرى جذوع الأشجار واعمدة التليفونات وغيرها تـنحـنى الى اسفل على منحدرات التلال . وفى بعض المناطق نرى طبقات صخور القاعدة تميل وتتكسر مكاشفها فى اتجاه المنحدرات .







شكل رقم (٨) ثلاثة أمثلة للانزياحات الأرضية

نقلاً عن Tuttle, 1975

ـ الجريان الارضى

أمـا مـسـيـلات الـطين والجـريـان الارضـى Earthflow Mudflow, Solifluction فـهـى عـبـارة عـن حـركـات سـريعة نسبيا على المنحدرات للمفتتات الاضـية فى المناطق الرطبة ، حيث تعمل الامطار الغزيرة أو ذوبـان الجـلـيـد على تـشبع سطوح المنحدرات بالمياه فتزيد من وزنها ثم تنزلق على هـيـئـة مـسـيـلات طـيـنية أو كتل ضخمه من التربه المبلله أو مفتتات الصخور أو جـذوع الاشـجـار ، تشبه الى حد كبير الانهار الجارفة . ويصل أحيانا هذا الجريان الارضـى حـد الخطر حينما تنزلق مسيلات الطين وغيرها من خوانق شديدة الانحدار الى الـسـهـول المـنـبـسـطة . وتـعمل هذه المسيلات الارضية على تخفيض معدلات الانحدار على مـنـحـدرات الجـبـال اذا مـاتوافرت كمية الامطار أو زادت معدلات ذوبان الجليد سنه بعد أخرى .

ففى الاقاليم البارده التى يغطيها الجليد معظم شهور السنة حيث تتجمد الارض تـكـون هـذه الـعمليات متكررة الحدوث . فعندما تتجمد سطوح اعالى المنحدرات تـصبح التربه السطحية المبلله متحركة لان المياه لا نستطيع ان تتسرب الى المناطق الـدنيا للمنحدرات وبالتالى تنزلق قمم السفوح الى اسفل وتتعرى السطوح الـسفلى على اعـالـى المـنحدرات وتـتكرر نفس العملية . ولقد اشارت الدراسات التفصيلية على الـسـاحل الشرقى لجزيرة جرنيلنده(٣) Washburn, 1965, 1976 الى حـدوث هـذه الـعـمـلـيـات نـظرا للتغيرات الفصلية الحاده على تجمد التربه حيث يغطيها الجليد فى فصل الشتاء ويذوب من عليها فى فصل الصيف .

٣ـ التهـــدل

هى عـبـارة عـن حـركة سريعة نسبيا لكتل ضخمه فى المواد الصخرية المفتته

---

(٣) Washburn , A.L., 1965, Geomorphic and Vegetional Studies in the Mesters Vig.district, Northeast-Greenland Introduction, Medd.Om Vol. 166, No.1, pp.60

WAshburn, A.L., 1976, Instrumental Observations of Mass Wasting in the Mester Vig. District, Northeast Greenland, Vol. 166, No. 4, pp. 296

على المنحدرات وتندفع بعيدا عنها مكونه سطحا مقعراً للمنحدرات فى اسفله مفتتات صخرية صغيره وأعلاه قطعة صخرية كبيرة تشبه حافة الكويستا ــ وتظهر هذه العملية فى المناطق التى تتميز بشدة انحدارها فى أجزائها الدنيا مثل جروف السواحل وجروف ضفاف المجارى النهرية والجروف التى تعلوها المبانى أو الجروف التى على حافة الطرق Road Cuts وفى هذه المناطق تضعف المواد الارضيه فى تماسكها واحتفاظها بوضعها الاصلى ثم تنهار الى اسفل .

٤ ــ الانزلاقات الارضية

هى عبارة عن أفالانش Avalanches وزحف وتساقط للمواد الارضية بحركة سريعة ومفاجئة . وتحدث التهدلات والانزلاقات الارضية نتيجة النحت السفلى Undercutting للمنحدرات الشديدة فالكتل الصخرية التى ترتكز على قاعده ضعيفه تنزلق أو تسقط أو تتدحرج الى اسفل الانحدار بسرعة كبيرة تصل احيانا الى ١٠٠ ميل فى الساعة وتدفع كل شىء فى طريقها أو تدفن كل شىء يقف أمامها . فاذا توافرت الظروف الطبيعية مثل تشبع سطوح المنحدرات بمياه الامطار أو الرشح يجب الوقاية من حدوث مثل هذه الانهيارات الارضية بوضع المثبتات الارضية مثل غرس الاعمده الخشبية أو بناء الاجزاء الدنيا من المنحدرات وتجفيف هذه السطوح من المياة عن طريق الصرف المغطى لمص المياة من التربة .

وعلى المنحدرات الشديدة نسبيا تعمل التجويه على تفتت الصخور وتجعلها حرة الحركة ، وتحت تأثير الجاذبية تنزلق وتتراكم هذه الكتل الصخريه عند أقدام المنحدزات على هيئة ركامات صخرية Tulus فى شكل طبقه صخرية سميكه أو أكوام . هذه الركامات الصخرية تكون هى الاخرى سطوحها منحدره من المواد الصخرية تتميز بها اقدام منحدرات الجبال . وعندما تتشبع بمياه الامطار أو بذوبان الجليد تبدأ فى التحرك ببطء وتزداد فى السرعة متجهه الى المناسيب الادنى على هيئة أنهار صخرية Rock Streams أو أنهار جليدية صخرية .

ﻫ ـ تشحيم الصخور بالهواء

لقد اثبتت الدراسات، التى أجريت على الانهيارات الارضيه لبريشيا السفوح Breccia لجبـال بـلاك هـوك Black Hawk Mountains فى ولايـة كاليفورنيا بالولايات المتحده ظهور نظريه جديدة لحركة المواد الصخرية بكميات ضخمة الى مسافات كبيرة على المنحدرات . فى العصور الجيولوجية بدأت الانهيارات الارضيه لجبال بلاك هوك بتساقط الصخور الضخمه من أعالى هذه السفوح ، وكان لايزال الاعتقاد السائد ان بريشيا الحجر الجيرى على هذه السفوح يتخللها الهواء أوبمعنى آخر تعمل صخور الحجر الجيرى على احتباس الهواء بين طبقاتها مما جعل هذه السطوح تتقاذف الى الخارج بفعل ضغط الهواء فى محاولة لتخلص الهواء من هذه الصخور محدثه تطايرا للقطع الصخرية فى الهواء وسقوطها بسرعة كبيرة حيث وصلت سرعتها الى مايزيد عن ١٠٠ ميل فى الساعة . وقد اثبتت الدراسات المقارنه للانهيارات ، الارضيه وتساقط الصخور التى حدثت فى سويسرا Switzerland; Elmrockfall فى سنة ١٨٨١ وكذلك الانهيار الارضى فى كندا Frank, Alberta; Landslide سنة ١٩٠٣ على أن السبب كان تخلل الهواء فى الصخور أو احتباس الهواء فى الطبقات أو مايطلق عليه تشحيم الصخور بالهواء (٣) .

الظاهرات الطبوغرافية الناتجه عن الانهيارات الارضية

ينتج عن الانهيارات الارضية العديد من الظاهرات الطبوغرافية . فزحف التربة ينتج عنه السنة أوحافات طينية Ridges أوظاهرات تشبه البطون البارزه Lobates على جوانب الوادى . و يعمل الجريان الارضى Solifluction على تراكم المواد الارضية على قاعدة الانحدار وفى أرض الوادى ثم تقطع فيا بعد لتكون مدرجات نهرية ، وبالنسبة للتهدل الارضى Slumping فانه يترك حافات على طول ظهور القطع الصخرية الكبيرة Brocks واذا تعددت هذه القطع الصخرية الكبيرة فانها تكون ملامح وعره للسطح مع مجموعة سطوح منحدره

---

(٣) Shreve R.L., .1968, The Black Hawk Landslide, Geol. Soc. Sepec. paper 108, pp. 47

تواجه بعضها البعض الاخر . وفى المناطق التى تزداد فيها عملية التهدل الارضى للمواد الصخرية الغير متماسكة Unconsiledated فانها تكون مايعرف باسم مدقات قطعان الماشيه Animal Tracks وفى بعض الاحيان تتكون البحيرات الصغيرة خلف القطع الصخرية الكبيرة المتهدلة ولكن سطوح هذه القطع الصخرية لاتكون انماطا تصريفية منتظمة .

اما بالنسبة للمسيلات الطينية أو مسيلات المفتتات الصخرية فانها تكون عادة حافات ارضيه من الطين Lobate Ridges تقف عن التحرك بسبب جفاف الماء بها . وأحيانا تتوقف حافة مقدمة المسيل عن التحرك و يكون الوسط مازال مستمرا فى الحركة . و ينتج عن هذا ظهور الحافات المتوازية تشبه الى حد كبير الجسور الطبيعية للأنهار Natural Levees كما ان النبات الطبيعى ينمو أحيانا على هذه الجسور فى مساحات صغيرة ، و يأتى هذا بعد أن تنهال مسيلات الطين من خوانق الاودية الى الارض المسطحة المنبسطه المجاوره .

أما الانزلاقات الارضية أو الانهيارات الارضية Landslides عادة ماتترك حفرا وعائية على الجوانب الجبلية أو جوانب التلال . وفى الأجزاء الدنيا من هذه الجوانب أو المنحدرات يتوقف الانزلاق الارضى ليكون مظهرا طبوغرافيا تلاليا تتخلله المنخفضات بدون أنماط تصريفية أو انحدارات منتظمة .

الفصل الثانى

التربــة

- قطاع التربة .
- خصائص التربة .
- تصنيف التربة .

الفصل الثانى
التربة

مقدمـــــة :

إن أهـم الـعوامل الرئيسية التى تكون وتشكل التربة هى نوع الصخور والمناخ والمواد الـعضـو يـة والـكـائـنـات الحية والسطح الطبوغرافى وأخيرا عامل الزمن ، وتـتـداخـل هـذه الـعـوامل مع بـعـضـهـا حيث لايمكن فصل إحداها عن العوامل الأخـرى ، فـعـامـل الـسطح على سبيل المثال يؤثر على درجة سقوط الأمطار ومعدل الطاقة الحرارية التى تكتسبها التربة من أشعة الشمس ، وكذلك نظام التصريف المـائـى ومـعـدلات الجريان السطحى للمياه . كل هذه العوامل تتفاعل مع بعضها لـتـحديد نوع الغطاء النباتى و بالتالى معدلات التجوية التى تنتج التربة بمفهومها الحالى .

مـفـهـوم التربة قديما : هى التى ينمو فيها النبات(١) ، أما المفهوم الحديث لها فـهى تراكم لأجسام طبيعية تحتل جزءا من سطح الأرض ، وتمد النبات بالحياة ، وخـصـائصها نتيجة ـ تكامل وتفاعل كل من المناخ والكائنات الحية التى تعيش فيـها وتـنـمو وتتكاثر على صخور القاعدة المهيئة بوضعها التضاريسى وعلى مدى فترة من الزمن(٢) .

---

(١) Jacks, G.V., 1954, Soil, London, Thomas Nelsons and Sons, P.I

(٢) United States Department of Agriculture, U.S.D.A., 1951, Soil Survey Manual, Agricultural Handbook, No. 18, p.8.

Birkeland, P., 1974, Pedology, Weathering and Geomorphological Research, London, Oxford University Press. pp. 6-10.

Soil Survey Staff, 1960, Soil Classification, A Comprehensive System, 7th Approximation. Washington, D.C., Soil Conservation Service.

قطاع التربة :

يمكن فى أبسط صورة أن نوضح ثلاث طبقات رئيسية فى قطاع التربة ، الأولى الطبقة أ (A-Horizon) والثانية الطبقة ب (B-Horizon) والثالثة الطبقة جـ (C-Horizon) فالطبقة أ دائما رقيقة وداكنة اللون وتعيش فيها الكائنات العضوية ، وتتركز فيها نسبة عالية من الطين والمواد الكيمائية التى دائما مايتم غسلها وتتحرك إلى أسفل (إلى الطبقة ب) والتى تعرف باسم Eluviation وبالنسبة للطبقة جـ فدائما ماتكون صخور القاعدة المكونة لجسم التربة ، أما الطبقة ب فتصبح منطقة انتقال بين الطبقتين أ ، جـ والتى يطلق عليها Ill-uviation والشكل التالى (شكل رقم ٩) يوضح القطاع التفصيلى للتربة بطبقاته الثلاثة الرئيسية والطبقات الثانوية بكل طبقة من الطبقات الثلاث .

ويمتد قطاع التربة من السطح الى أسفل حتى المواد الصخرية المجواه ، اذ يصل عمق بعض التربات الى أكثر من أربعة أمتار، الا أن عمق قطاع التربة يتحدد بالوضع الطبوغرافى لسطح الأرض . فقد أورد أحد المهندسين الجيولوجيين مايشير الى ذلك كما يلى : —

« وتتوقف خواص التربة فى القطاع على عوامل مختلفة ، فالعوامل الجوية المحلية لها تأثير كبير فى تحديد تلك الخواص ، وتنحصر هذه العوامل فى الأمطار ودرجة الحرارة والتبخر ونوع الزراعة فى المنطقة . وفى الأطوار الأولى لتكوين القطاع فإن التربة تحتفظ بكثير من خواص الصخور الأصلية ، إلا أنه بتعرضها لعوامل التجوية المختلفة فإنها تكتسب خواصا أخرى تختلف عن خواص الصخور الأصلية . ومن العوامل التى تؤثر كذلك فى تحديد خواص التربة فى القطاع بصورة غير مباشرة نذكر طبوغرافية المنطقة وميل السطح حيث أن ذلك يحدد مقدار ماينحدر من مياه الأمطار على سطح الأرض ، ومقدار مايتغلغل منه داخل القطاع ومايتبع ذلك من عوامل التجوية.ويمكن تقسيم طبوغرافية سطح الأرض وميوله ومايقابله فى قطاع التربة المتبقية إلى الإقسام الآتية :

الميل ٥٥٪ إلى ١٦٪ : وهو أقصى ميل يمكن أن يتكون معه قطاع للتربة وفى هذه الحالة يكون سمك القطاع حوالى ٦٠ سم إلى ١٢٠ سم وتكون خواص الصخر تحته هى الأكثر أهمية فى الأعمال الهندسية لقربها من السطح . أما إذا

قطاع افتراضي للتربة

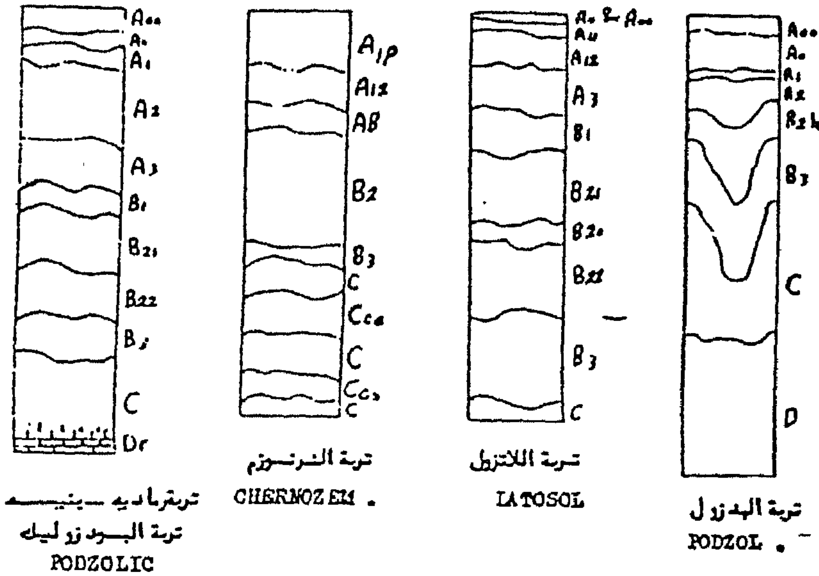
شكل رقم (١)

الطبقة	الوصف	
A_{00}	اوراق اشجار • مفتتات عضوية بعضها غير متحلل	هذه الطبقات العضوية تلقى دائما على سطح التربة من النباتات والكائنات الحية التي تعيش عليها وعادة لا توجد في تربات الحشائش •
A_0	مفتتات عضوية بعضها تحلل في التربة •	
A_1	طبقة داكنة اللون بها نسبة عالية من المواد العضوية مخلوطة بمواد معدنية •	طبقات التربة التي تحدث فيها اقصى درجة من النشاطات العضوية وعملية الغسيل Leaching للمواد المعدنية والعضوية الى اسفل محمولة او مذابة في الماء •
A_2	طبقة لونها أخف من الطبقة الاعلى منها وبها اقصى حركة للمواد العضوية والمعدنية الى اسفل eluviation توجد هذه الطبقة في تربات البدزول podzolic ونادرة التكون في تربات الشرنوزيك SCher nozemic •	
A_3	نطاق انتقالي ولكنه قريب من الطبقة A من الطبقة B واحيانا لا يوجد •	
B_1	نطاق انتقالي ولكنه قريب من الطبقة B عن الطبقة A واحيانا لا يوجد •	طبقات التربة التي يحدث فيها تراكم المواد العضوية والمعدنية الفاقدة من الطبقة A كما تتراكم فيها كميات كبيرة من الطين وعادة ما يكون تركيبها من النوع الشكل blocky او الـ prismatic أو كليهما •
B_2	الطبقة التي يحدث بها اقصى درجة من تراكم المواد (سليكات الطين والمواد العضوية وكذلك الحديد) ويكون تركيبها من النوع المتكتل blocky او المنكسر الزوايا prismatic او كليهما معا •	
B_3	نطاق انتقالي الى الطبقة (C)	
G, C_{ca}, C_{cs}	الطبقة G دائما ماتكون لزجة قريبة من السائلة لونها رمادي – ازرق وتتكون دائما من كثرة الرطوبة كما في تربات الهيدرومورفك Hydromorphic soils الطبقة Cca و Ccs هي طبقات في التربة تتراكم فيها كربونات الكالسيوم وسلفات الكالسيوم وتوجد في معظم التربات •	المواد الصخرية المجواة واحيانا ماتكون غير موجودة هذا النطاق وهو بداية تكوين التربة في المواد الصخرية والمادة ويوجد لا توجد هذه الطبقة واضحة بين الطبقة B والطبقة D •
D		القاعدة الصخرية للتربة اما ان تكون طبقة صخرية صلبة او طبقة من الطين او الرمل ولكنها ليست اصل المواد المكونة للتربة ولكنها تساهم في تكوين التربة طبيعيا •

The Solum: نطاق التربة المتكون من الطبقة A والطبقة B وهي نطاقات تكوين التربة

شكل رقم (١٠)

مختارات من قطاعات رئيسيه
لبعض الترابات الرئيسيه



مأخوذ عن : Soil survey Monual, U.S.D.A., 1951
Agri - Handbook No 18, P.175.

إزداد الميل عن هذا القدر تتسبب المياه المنحدره عليه بسرعة عالية فى نحر التربة المفككة ونقلها إلى أسفل .

الميل ١٦ ٪ إلى ٤ ٪ : وفى هذه الحالة تقوى التربة على مقاومة النحر الناتج ضد انحدار مياه الأمطار و يساعد على ذلك أيضا وجود النباتات ، غير أن معظم مياه الأمطار تنحدر على سطح الأرض ولا تتسرب منها إلا جزء قليل داخل التربه ، ونتيجة لذلك لايحدث تغير كبير فى الخواص الأصلية لتربه القطاع والتى اكتسبها من خواص الصخر الأصلى ، وعادة ماتكون التربة فى هذه الحالة صالحة للأعمال الهندسية .

الميل ٤ ٪ إلى صفر : وهذه الميول تسمح لجزء كبير من مياه الأمطار بالتغلغل داخل قطاع التربة محدثة به تغييراً كبيراً ، وخاصة فى الجزء الثانى من القطاع حيث تصبح التربة طينية غير مفضلة فى الأعمال الهندسية .

المستنقعات (والاراضى المنخفضة) : والتربة فى هذه الحالة تتكون فى وجود كمية كبيرة من المياه لصعوبة أو استحالة تصريفها ،وهى فى هذه الحالة أقل جودة من سابقتها .

وفى الاماكن الجافة وشبه الجافة حيث تقل كمية الأمطار، تتكون التربة المتبقية نتيجة لفعل عوامل التجويه الطبيعية . وقد تتكون التربة فى هذه الحالة من الرمال الذى لايختلف كثيرا فى تركيبه المعدنى عن الصخر الذى تكون منه ، فإذا كان الصخر الأصلى حجر رملى فإن عملية التجويه تفتت المادة اللاحمه و ينتج عنها الرمل أو التربة الرملية . أما اذا كان الصخر الاصلى من الطين الصخرى فإنها تعطى بفعل عوامل التجويه الطبيعية تربة من قطع الصخر محتوية على بعض القطع على شكل بلاطات . وعلى العموم فإن التربة التى تنشأ بفعل عوامل التجويه الطبيعية تتكون اساسا من الرمل والجلمود» (٣) .

خصائص التربة :

وللخصائص العديدة للتربه اهمية واضحة فى التمييز بين طبقات ونطاقات قطاع التربة . فخصائص الـ PH (مقياس الحموضه أو القلويه فى التربه) والـ EH (مقياس الرطوبة بالتربة) ولون التربه ونسيجها وتركيبها ونسبة المواد العضوية بها والرطوبه كلها خصائص تتحدد على اساسها انواع التربه (Bir-Keland, 1964) فاللون مثلا يعتبر دليلا أو مفتاحا لتصنيف التربة حيث اللون

---

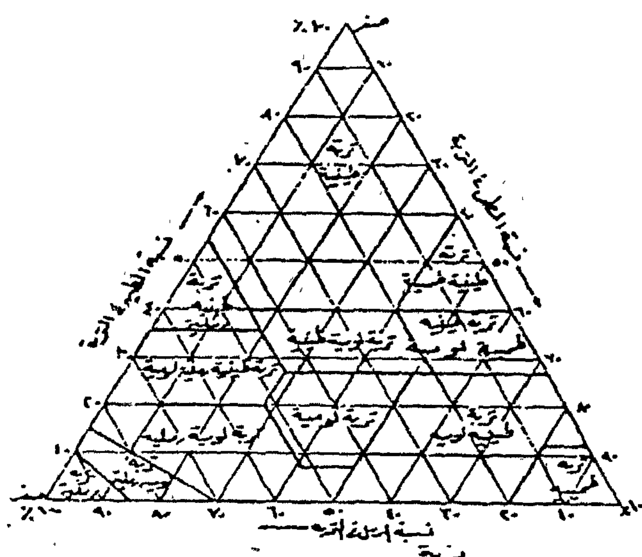
(٣) إبراهيم على عيدو، الجيولوجيا الهندسيه ، منشأه المعارف الاسكندريه ، ١٩٧٥ ص ١٤٢ — ١٤٤ .

الاسود أو البنى الداكن دليل على نسبة عاليه من المواد العضوية فى التربة واللون الاصفر أو البنى أو الاحمر دليل على وجود نسبة عالية من الحديد ، اما اللون الرمادى الفاتح والابيض دليل على وجود تركيز من كبريتات الكالسيوم أو أكسيد السيلكا

اما نتسيج التربة (القوام) Texture فهو مقياس لاختلاف الذارات فى طبقات التربة و يستخدمه كثير من الجيولوجين فى تصنيفات التربة و يتم ذلك بفهم الخواص الطبيعية والميكانيكية للتربة ، ونعرض هنا مايقدمه علماء التربة فى هذا الشأن :

« يستخدم اصطلاح قوام التربة للدلالة على حجوم الحبيبات الصلبة الفردية فى التربة . وحيث أن التربة تتكون عادة من خليط من الحبيبات ذات الحجوم الشديدة التباين لذلك فإن قوام التربة يسمى إما بحسب متوسط تأثير حبيباتها مجتمعة أو حسب نوع الحبيبات السائدة فيها .

وعلى الرغم من شدة نشاط عمليات تكون الأراضى إلا أنها عادة لاتغير كثيرا فى حجم الحبيبات الفردية والمعدنية فى المدى القصير ، فالأرض الرملية تبقى رملية والطينية تظل طينية مما يجعل معرفة نسب الأحجام المختلفة من الحبيبات أو التوزيع الحجمى للحبيبات الصلبة المنفردة تزداد اهمية ، فقوام التربة لايمكن



شكل رقم (١١) رسم بيانى يوضح كل من الطين (أقل من ٠٠٢ . مم) والطمى (٠٠٢ . إلى ٠٠٥ . مم) والرمل (٠٥ . إلى ٢ مم) فى التنسيج الأساسى للتربة كما وضعته وزارة الزراعة بالولايات المتحدة سنة ١٩٥١

تغييره عمليا ولذا فهو خاصة أساسيةللارض»([4]) .

ولقد قدم تقسيمين للحبيبات إلى مجموعات حجمية وهما :ـــ
(١) التقسيم الدولى . (٢) التقسيم الامريكى . و يبين الجدول التالى الحدود المختارة للمجموعات الحجمية فى كل من التقسيمين :ـــ

مجموع الحبيبات	حدود القطر (مم)	
	التقسيم الدولى *	التقسيم الأمريكى
رمل خشن جدا	ـــــ	٢,٠٠٠ ـــ ١,٠٠٠
رمل خشن	٢,٠٠ ـــ ٠,٢٠٠	١,٠٠٠ ـــ ٠,٥٠٠
رمل متوسط	ـــــ	٠,٥٠٠ ـــ ٠,٢٥٠
رمل ناعم	٠,٢٠٠ ـــ ٠,٠٢٠	٠,٢٥٠ ـــ ٠,١٠٠
رمل ناعم جدا	ـــــ	٠,١٠٠ ـــ ٠,٠٥٠
سلت	٠,٠٢٠ ـــ ٠,٠٠٢	٠,٠٥٠ ـــ ٠,٠٠٢
طين	اقل من ٠,٠٠٢	اقل من ٠,٠٠٢

* التقسيم الدولى قررته الجمعية الدولة لعلوم الاراضى سنة ١٩٢٧ وهو الاكثر شيوعا و يستخدم فى مصر.

---

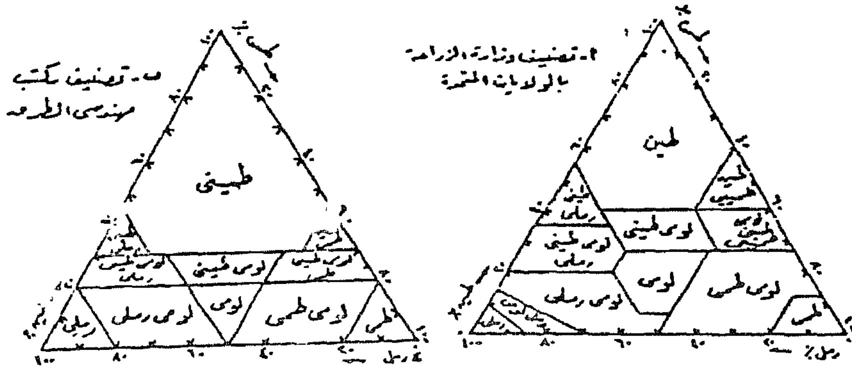
(٤) انجى زين العابدين ، فيرياء التربه ، مذكرات غير منشوره لكليه الزراعه جامعة القاهره ١٩٨٤ .

و يلاحظ في التقسيمين انهما يشتركان في نقطتين فقط :

(١) لايدخل الحصى والحجر الذى يزيد قطره عن ٢ مم ضمن المجموعات الحجمية المقرره لقياس قوام التربة بالرغم من دخولها في الفحص المعملي وفي تقسيم ثمن الأراضي ؛ ولذلك تقدر كميتها على انفصال .

(٢) يشترك التقسيمين في حد واحد لقطر مجموعة الطين ، و يرجع ذلك إلى ان هذا الحد لاخلاف عليه من حيث كونه الحد الذى يظهر عنده الخواص الغرو يه للحبيبات

و يتم تحديد رتب القوام Texture إما حقليا أو معمليا . و يتم التحديد في الحقل بواسطة اناس مدربون يستطيعون تحديد الرتب عن طريقة ملمس الارضى وفركها وهي جافة ومبتله و بالإستعانه بلونها .. الخ . اما الطرق المعملية لتحديد الرتب فتجرى على مرحلتين أولاهما قياس التوزيع الحجمى لحبيبات التربه الصلبة وثانيهما تحديد الرتبه باستخدام مثلث القوام و يسمى قياس التوزيع الحجمى للحبيبات باسم « التحليل الميكانيكي » .



شكل رقم (١٦) تقسيم التربة كما وضعه كل من علماء التربة ومهندسي الزراعة بالولايات المتحدة

وتشترك كل طرق التحليل الميكانيكي فى قيامها على أسس ومبادىء محددة عامه وثابته يمكن تلخيصها فى النقاط التالية :

١ ـــ تختار العينة من الحقل بدقة بحيث تمثل الأرض بطريقة صحيحة

٢ ـــ إزالة الحصى والأحجار من العينات بواسطة الغرابيل قطر ٢,٠٠ مم وذلك قبل اجراء التحليل الميكانيكي وتقدر نسبة الحصى والحجر على انفراد وتستخدم ناتج الغربلة فى اجراء التحليل .

٣ ـــ افتراض كرويه حبيبات التربة .

٤ ـــ يتم التخلص من اى حبيبات متجمعة عن طريق إزاله المواد اللاحمة عن طريق فرك العينة برقه متناهية فى هون مصنوع من الصينى أو الخشب تكون عملية الفرك فى الهون الغرض منها هو فصل حبيبات التربة عن بعضها وليس طحنها أو تكسيرها .

٥ ـــ يتم تقدير الرمل الخشن عن طريق فصله بالغرابيل ، بينما تقدر حبيبات الرمل الناعم والسلت والطين على أساس سرعة سقوطها فى الماء و يستخدم فى هذا الغرض الأخير قانون ستوك stoke الذى يقول بأن :

$$ع = \frac{٢}{ط} د \, نق^{٢} \, \frac{ث^{١} - ث^{٢}}{ز}$$

حيث ع = سرعة سقوط الحجم الكروى (الحبيبة) سم/ثانية

د = عجلة الجاذبية الارضية سم/ثانية . ثانية

$$ط = \frac{٢٢}{٧} \text{ أو } ٣,١٤$$

نق = نصف قطر الجسم الكروى الساقط سم

$ث^{١}$ = كثافة الجسم الساقط جم/سم^{٣}

$ث^{٢}$ = كثافة السائل الذى يسقط فيه الجسم جم / سم^{٣}

ز= معامل اللزوجه للسائل جم/سم . ثانيه .

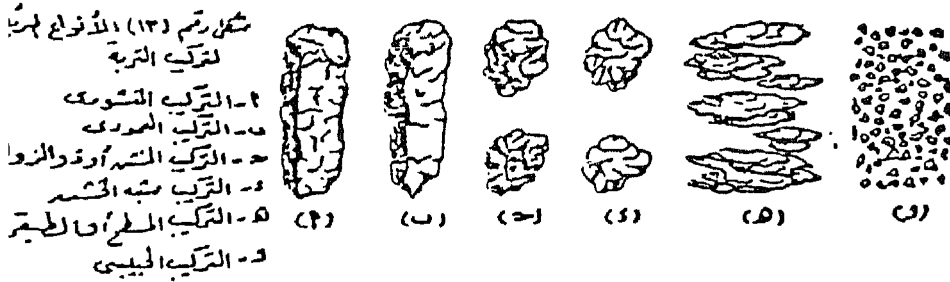
و يظهر من القانون ان سرعة سقوط الحبيبات يتناسب طردياً مع مربع نصف قطرها وذلك لثبات جميع العوامل الأخرى المؤثرة .

وبمعرفة سرعة السقوط للمجموعة الحجمية المعينة تستخدم المعادلة العامة المعروفة للسرعة .

$$\text{السرعة} = \frac{\text{المسافة}}{\text{الزمن}}$$

وذلك لمعرفة الزمن اللازم لهذه المجموعة لكى تصل إلى عمق محدد فى المعلق . وعند ذلك يمكن قياس كيمتها النسبية اما بقياس تركيز المعلق بواسطة الهيدروميتر أو بسحب عينة منه بواسطة الماصة وتقدير التربة فيه » (٥) .

كما ان تركيب التربة Structure له اهميه فى التصنيف حيث يعتبر الاساس فى تكوين ذرات التربه وطريقة تماسكها حيث يلعب تركيب التربه اهميه كبيرة فى درجة مساميتها ، فالتربة الطينية المتماسكة تكون مساميتها قليلة وتقل فيها عملية الغسل Leaching للمواد العضوية والمعادن الى اسفل .



و يوضح شكل رقم (١٣) الانواع الرئيسية لتركيبات التربه (قطاعات جانبية للتربه)

أـ تربة ذات سطوح منشورية وأطراف مستوية — Prismatic

بـ تربة مؤلفة من أعمدة (عمودية) واطراف مستديرة . — Columnar

جـ تربة ذات سطوح متقولبه اوعلى شكل مكعبات (متكتل) — Angular

دـ تربة ذات سطوح متقولبه فى مكعبات اصغر حجما من سابقتها — Subangular

هـ تربة مسطحه اوذات صفائح طباقية (ورقية أو قشرية) . — Platy

وـ تربة محببه أوحبيبية الذرات . — Granular

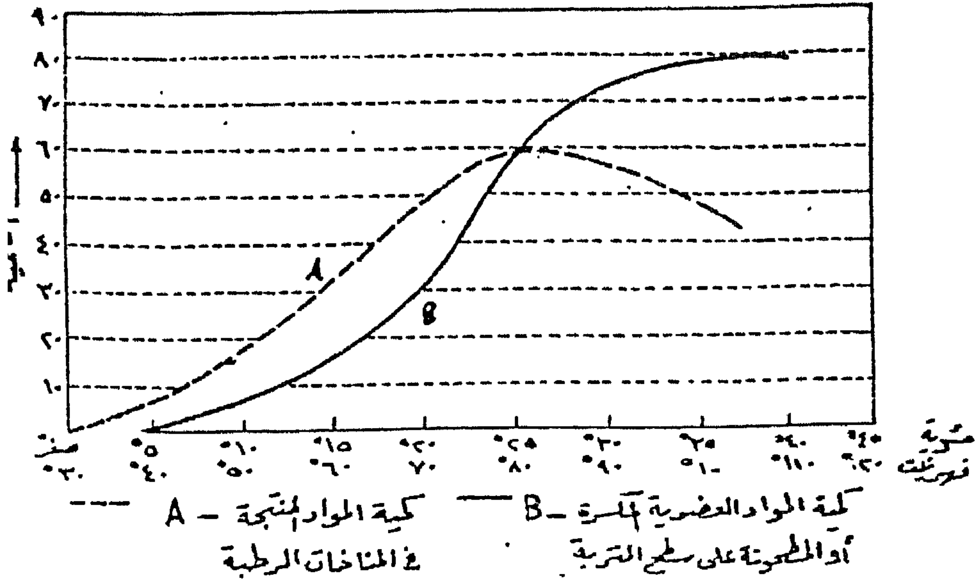
---

(٥) نفس المرجع السابق .

جدول رقم (١)

وصف للانواع الرئيسيه لتركيبات التربـــه

نوع التركيب	الوصـــف		الطبقه Horizon.
تربة مفتتـــه او متكسـره Crumb soils .	تراكيبها بسيط ـ مساميتها واسعه ومفككه .	مستديره الذرات مع سطوح غير منتظمـه .	توجد دائما في التربه السطحيةاو الطبقـه A.
تربة سطحيه او طباقيــه Platy.	التراكم منبسط او على شكل صفائح رقيقــه ـ تتراكم الصفائح فوق بعضها فتحدث المساميه . Permeability.		توجد دائما في التربـه تحت سطحيه A_2 في تربة الغابات Timber وتربة صحون الطين .
ذات سطوح متقولبه على شكل مكعبات Angular Blocky or Cubic like.	تراكيبه لها جوانب مستقيمه وزوايا قائمـه .	تشبة المكعبات ولها ستة جوانب او اكثر كما ان الثلاث ابعاد لها نفس الطـول .	
تربة ذات سطـوح منشوريه . Prismatic	بدون غطاءات مستديره	منشوريه السطح المحور الطولـي اكبر من المحـور العرضـي .	توجد دائما في الطبقـه السفلى للتربه او طبقـة الـ B horizon
تربة مؤلفـه من اعمـده (عموديـه) Columnar soils.	بغطاء مستدير		
تركيب لا يحتوي على ذرات .	ذرات التربه تظهر على هيئة رمل ولاتظهر فيها التراكم .	تنفصل عن بعضها مثل انفصال ذرات الرمـل .	توجد دائما في الطبقـه الدنيا من التربه او طبقة الـ C horizon
تربة متكتله Massive soils	تتماسك مواد التربه مع بعضها لتكون كتلة كبيره .		



أ ــ معدل انتاج المواد الخام العضويه النباتيه فى المناخات الرطبه .

ب ــ معدل تحلل المواد الخام العضوية مع الهواء على سطح التربه .

شكل رقم (١٤ يوضح معدلات الانتاج المواد الخام العضوية النباتية وتحللها فى المناخات الرطبه .

الفرق بين الخطين أ، ب هو الفرق بين ماينتج من فضلات النبات و بين ما يتحلل بالبكتريا وهو الذى يتحكم فى معدلات التراكم على سطح التربه .

و يوضح علماء التربه أهمية تركيب التربه فى بيان أنواع البناء الأراضى لدر به على النحو التالى :ــ

«تستخدم خاصية تركيب التربه كتعريف حقلى لوصف الأجزاء الكبيرة الناتجة من التجمع وترتيب الحبيبات الصلبة المركبة والبسيطة مع الأخذ فى الاعتبار المسافات البينيه والشقوق الموجوده فى الارض .

وهناك عدة انواع مميزة من البناء الارضى ، يعتبر كل منها المحصلة النهائية لظروف الأرض الطبيعية والكيماوية والبيئية . ومن الممكن تقسيم هذه الانواع إلى أربع مجموعات رئيسية تسمى كل منها حسب شكل الوحدات البنائية الكبيرة التى تظهر فى القطاع الأرضى الجاف .

١ ــ البناء الشبه صفائحي وقد يكون ورقي الشكل أو قشري .

٢ ــ البناء الشبه منشوري وقد يكون مستو القمة فيسمي المنشوري أو مستدير القمة فيسمى بالعمودى

٣ ــ البناء المتكتل وقد يكون مكعب الشكل فيسمى بالمكعبى أو مكور الشكل فيسمى بالبندقى .

٤ ــ البناء الكروى وقد يكون محبب مسامي أو فتات شديد المسامية .

وعادة ماتوجد المجموعات الثلاث الأولي فى تحت التربة أما المجموعة الرابعة فتميز طبقة الحرث .

ويهمنا فى هذا المجال إبراز العلاقة المهمة بين سرعة مرور الماء فى التربة أو سرعة الرشح وبين الاشكال المختلفة من البناء الأرضى ومقارنتها بالأرضى ذات الحبيبات المفرده الغير مجمعة الكبيرة الحجم مثل تلك السائدة فى الاراضى الرملية . ونرى أن سرعة مرور الماء تكون كبيره خلال نظامى التحبب والحبيبات المفرده الكبيره الحجم . بينما يظهر أن مرور الماء خلال البناء المنشورى والمكعبي يتم بسرعة متوسطة . أما البناء المندمج أو الصفائحي فتكون سرعة مرور الماء فيه بطيئة جداً »(٦) .

أما المواد العضوية فى التربة فتتكون من اوراق النبات الميته والاغصان وغيرها وفى مجموعها يطلق عليها فضلات leter والمتحلل منها يطلق عليها الماده المتحلله humus ، فتتساقط اوراق النباتات فى درجات الحرارة المنخفضة التي تتراوح مابين ٢٥° ــ ٣٠° فهرنهيتيه ، وتقل نسبة تساقط الاوراق فوق هذا المستوى من الحرارة .

وعندما تتساقط هذه الاوراق على سطح الارض تبدأ فى عملية التحلل بتكون البكتريا bacteria حيث درجة حرارة فوق درجة التجمد بنسبة قليلة (٥° مئوية) بينما تصل الى اقصى نشاطها عند درجة حرارة ٤٠° مئوية . والمواد العضوية المتحللة (هيومس humus) لها أهمية كبيرة فى تكوين التربة لأنها

---

(٦) نفس المرجع السابق .

تشضمن على المادة المتحللة ، وهذا يزيد من معدلات إمتصاص المياه فى التربة ، لأن بها نسبة عالية من السيرم كربونيت و بالاضافة إلى ذلك تنخفض نسبة آكسيد الكربون بها و ينتج عن ذلك تخلف كمية كبيرة من الحامض الكربونى المصحوب بتخفيض الرطوبة . فالكمية التى يمكن أن تحملها التربة من المياه يطلق علها « مقدار توافر المياه فى التربة »

ولكن خصائص هذه الظاهرة لم تقدر بعد لافى الحقل أوحتى فى المعمل Available Water Capacity, Awc ومع ذلك إذا أضيفت كثافة الكتلة (وزن وحدة من التربة الجافة ÷ حجم هذه الوحدة) يمكن تقدير عمق التربة المبللة بالمياه Birkeland, 1974 هذه المعلومات لها أهمية كبيرة فى خصائص عديدة للتربة خاصة عندما يعاد تصنيف المواد العضوية والمعدنية أثناء عملية فلترة المياه فى التربة (تنشيع) .

ويمكن حساب مقدار توافر المياه فى التربة AWC إذا عرف مخزون الرطوبة فى المستوى الأعلى للتربة Field Capacity وفى المستوى الأدنى للتربة Permanent Wetting Point حيث يتحدد مخزون الرطوبة فى المستوى الأعلى بترك عينة من التربة المبللة تتصفى من المياه لمدة ٤٨ ساعة والتي عندها تكون النسبة المتبقية من المياه تحتفظ بها التربة لتساعد على تماسك الذرات المعدنية والعضوية فى التربة . فعندما يصل مخزون المياه إلى المستوى الأعلى يمكن مصها من التربة بواسطة النبات حتى المستوى الذى عنده لا يستطيع النبات مص الكمية المتبقية من المياه والتى تحتفظ بها التربة تحت ضغط عالى فانها تمثل كم المياه فى التربة فى السمتوى الأدنى Permanent W.P. ويمكن تمثيل هاتين الكميتين بنسبة وزن منها كما فى المعادلة التالية :

$$PW = \frac{Ws - Wd}{Wd} X 100$$

حيث PW هى نسبة الرطوبة ، Ws هى وزن عينة من التربة ، Wd وزن تلك العينة بعد تجفيفها عند ١٠٥ درجة مئوية ، فببساطة إن مقدار توافر المياه فى التربة هي مقدار الفرق بين نسبة الرطوبة PW فى المستوى الأعلى لها ونسبة الرطوبة فى المستوى الأدنى لها .

تصنيف التربة :

تصنيف التربة هو محاولة تجميع وتسميه التربات التي تتفق فى خصائص واحدة ، وتعتبر السمات المصنفة للتربة Traits كأساس فلسفى لعملية التجميع أو التصنيف ، وكما أن إختيار السمات التشخيصية يخضع لأفكار الفرد من حيث وجهه نظره فى وضع ماهومهم فى عملية التصنيف ، وحتى أن معظم الأفراد أو المشتغلين بالتربة يتفقون على نقاط رئيسية فى عملية التصنيف إلا أنه لايوجد تصنيف واحد يرضى كل الأفراد المشتغلين فى علم التربة .

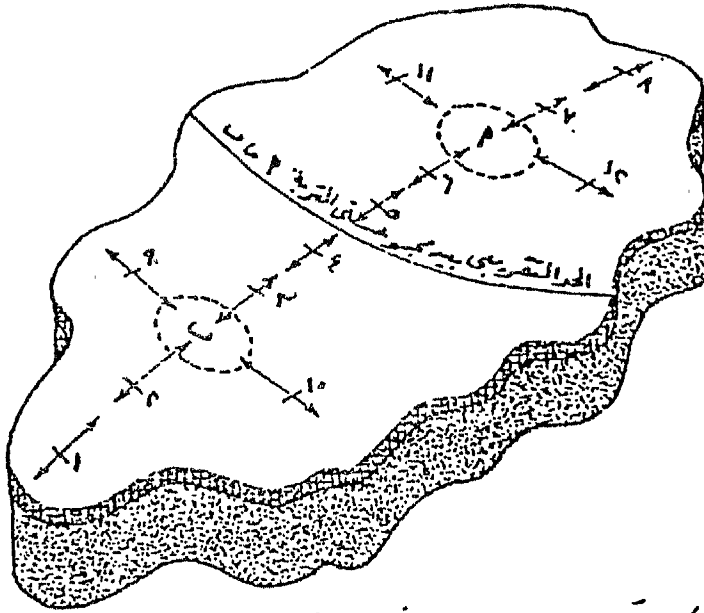
ولقد جاءت أول محاولة لتصنيف التربة من علماء التربة الروس فى أواخر القرن التاسع عشر على يد دوكوتشيف Dokuchalev وتلاميذه . وعلى الرغم من وجود إختلافات فى الرأى حول تصنيف دوكوتشيف إلا أن محاولته كانت لها أثر كبير على علماء التربة الأمريكيين . ولقد حددت مجموعة دوكوتشيف عاملى المناخ والنبات كأسس فى التصنيف ، وحتى وقت قريب كانت هذه الأسس فى التصنيف أساساً لكل تصنفيات التربة فى الولايات المتحدة ، ومعظم دول العالم حتى أن كثيرا من المصطلحات والألفاظ الروسية ظلت مستخدمه فى أوساط المجتمع الأمريكيى لعلماء التربة .

وفى الولايات المتحدة كانت جهود ماربوت C.F. Marbut القوة التى قادت الجهود المختلفة فى تصنيفات التربة ، ولقد استغرق تصنيف ماربوت فترة من الزمن تصل إلى عشرين عاماً خلال العشرينات والثلاثينات ، وكانت تقوم على تصنيف خصائص التربة الكاملة النضج ، وبذلك فالتصنيف الذى وضعه ماربوت لايسرى على التربة الغير كاملة النضج ، وفى الحقيقة كان ماربوت غير متسق مع نفسه ، فعلى سبيل المثال فقد ضم الترباب الفيضية الغير كاملة النضج مع تربات البيدوكال Pedocal لأنه إعتبر أن الرواسب الفيضية فى المناخات الجافة سوف تنتج طبقة كربونات الكاليسوم مع الوقت ، ففي هذه الحالة كان ماربوت يصنف المناخ وليس التربة ، فإصطلاح بيدوكال Pedocal يعني عامة التربات التي تحتوى على طبقة كربونات الكالسيوم ، بينما إصطلاح البيدالفيرز Pedalfers تعنى التربات التى تحتوى على طبقة A الغنية بالحديد أ الألومنيوم .

شكل رقم (١٥) توزيع مجموعات التربة الرئيسية على أساس المناخ

ولقد كان البديل الوحيد لتصنيف ماربوت هو تصنيف آخر على يد بولدون سنة ١٩٣٨ (Boldwin et.al.) والشكل النهائى لهذا التصنيف يتكون من رتب رئيسية للتربة ، وتنقسم كل منها إلى رتب ثانوية أخرى ، ثم تنتهى بمجموعات رئيسية للتربة كما هو موضح فى الجدول رقم (٢) فتربات النطاقات المناخات الرئيسية تتضمن مجموعات التربة العظمى التى تعكس أثر كل من المناخ والنبات على عملية تكوين التربة ، وشخصية التربة تتضح بصورة جيدة فى التربات الناضجة والجيدة الصرف والتى تقع على أراضى مسطحة مرتفعة المنسوب ، وعلى النقيض لهذه التربات توجد تربات النطاقات المتداخلة Intra-zonal Soils والتى تتميز بأنها توجد فى أقاليم ثانوية يكون العامل المؤثر فيها بصفة رئيسية هو التضاريس والقاعدة الصخرية ، أما التربات الغير كاملة النضج Zonal Soils فهى تربات غير واضحة الطبقات لأنها حديثة التكوين أو

انها تكونت على المنحدرات أو على صخور صلبة تقاوم عمليات التعرية وجميعها عوامل تحد من نضوج التربة .



شكل رقم (١٦) رسم يوضح الطريقة التقريبية لرسم الحدود بين مجموعتين من التربة أ ، ب

جدول رقم (٢) تصنيفات التربة الرئيسية (بولدون سنة ١٩٣٨) .

التربة الرئيسية	الرتب الثانوية	مجموعات التربة الرئيسية
تربات الأقاليم المناخية والنباتية	تربات النطاق البارد	تربات التندار
	تربات الأقاليم الجافة الفاتحة اللون	تربات الصحارى تربات الصحارى الحمراء السيروزوم التربات البنية التربات البنية المائلة للون الأحمر
	التربات الداكنة فى الأقاليم الشبه جافة والشبه رطبة وأراضى الحشائش الرطبة	تربة الشيسنت تربة الشيسنت الحمراء تربة الشيرنوزم تربة البرارى تربة البرارى الحمراء
	تربات الحشائش الطويلة والباتات المفتوحة (السفانا)	تربة الشيرنوزم المنحوتة التربات البنيه الغير كلسية
	تربات البدزول الخفيفة اللون فى أقاليم الغابات	تربة البدزول تربة البدزول البنية ــ الرمادية تربة البدزول الصفراء ــ الحمراء
	تربة اللاترايت فى الغابات الاستوائية	تربة اللاترايت تربات اللاترايت البنية الحمرا تربات اللاترايت البنية الصفراء

ترbات التطاقات المتداخلة	الترbات القلوية الترbات الغير جيدة الصرف فى المناطق الجافة والترbات الساحلية ترbات المستنقعات ومناطق الرشح والمنبسطة الغير جيدة الصرف	تربة السولونشاك أو التربة القلويه تربة السولونتز تربة السوليث الترbات التي تتعفن النباتات فى طبقتها السطحيه ترbات الميدو الجبلية الألبية ترbات الترbات التى تتعفن النباتات فى طبقتها السطحية بنسبة قليلة ترbات البلانوسول الترbات التى ترتفع فيها مستوى الماء الجوفى (تربه البدزول) أو اللاترايت
	الترbات الكلسية	تربة الغابات البنية التربة الصخرية أو الترbات التي تتكون من رمال جافه
الترbات الغير كامله النضج		الترbات الفيضية

مأخوذة عن : Soil Survey Staff, U.S.A. 1951

الفصل الثالث

الجريان السطحي والأنهار

ـ مبادىء المائيات .

ـ الرواسب فى مجرى النهر.

١ـ حركة الرواسب على على القاع .

٢ـ حركة الرواسب بالجمل .

ـ أساس ثبات المجارى المائية .

ـ أساس الاستمرارية فى نحت ونقل الرواسب بالمجارى المائية .

الفصـــل الثالث
الجر يان السطحى والانهار

مقدمـــــة :

عـنـدما تسقط المياه على سطح الارض على شكل امطار او ثلوج فان جزءا منها يـتسرب فى الطبقة السطحية لقشرة الأرض ، ويحدث الجر يان السطحى حينما تز يد كـمـيـة الامطار عن طاقة التر بة على التشبع بالمياه.ولهذا يعرف التسرب فى التر به Infiltration بأنـه مـعـدل امـتـصـاص التربه للمياه ، وطاقة التسرب هى مـقـدار الـتـوازن بين معدل الامداد بالمياه ومعدل امـتـصـاص التر بة ، وحينما تز يد تفيض وتجرى على سطح الأرض .

ورصـيـد المـيـاه اللازمة للجر يان السطحى هو الجزء المتبقى من الحجم الكلى للمياه التى سقطت على سطح الأرض بعد أن استقطع جزء منها ليتسرب فى التر به وهو ماتوضحه المعادلة التالية : $Wb = P - (R + D + T)$

حـيـث P هى كمية التساقط أو المياة المضافة ، R هو الجر يان السطحى ، D هـى كـمـيـة المـيـاه المتسر بة فى التربة ، E هى كمية المياه المتبخرة من على سـطح الأرض ، T هى كمية المياة المفقوده عن طر يق النتح ، وأحيانا يضم كل من العاملين الاخير ين T,E على أنها مياه مفقوده بفعل البخر والنتح معا .

و يـتـطـلـب الجـر يان السطحى انحدارا للسطح ليجرى فى اطار محفور فى سطح الأرض Channeled أو على شـكـل جـر يـان على الـسـطـح Sheat Flow والمجـارى المـائـيـة (مثل الانهار والأخوار والقنوات وغيرها) ماهى الا حـجـم من المياه يجرى فى قناة محفورة ، ولفهم طبيعة الجر يان وميكانيكيتة لابد من معرفة أساسيات علم المائيات Hydraulics.

مبادىء المائيات

نحن نعرف من علم الطبيعة ان السوائل متحركة ، وهذه الحركة تحدث باختلاف الضغط بين نقطتين ، فالحركة هي ازاحة d وضغط القوة المضافه $W = Fd.F$ ، والقوة الطبيعية هي الجاذبية ، فى المجارى المائية المنحدرة تقدر قوة الجاذبية بضرب مقدار القوة فى زاوية الانحدار $F \sin i$ وقوة الجاذبية اذا هى مقدار حاصل ضرب الكتله فى مقدار الدفع Acceleration .

$$F = Ma \quad \text{or} \quad W = Mad$$

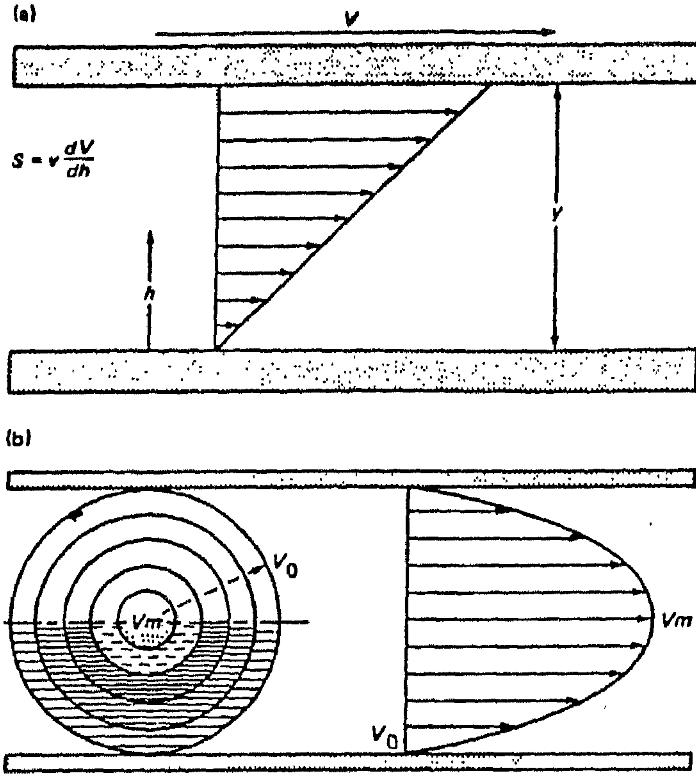
حيث F هى قوة الجاذبية ، M هى الكتلة ، a هى مقدار الدفع ، d هى مقدار الازاحة ، ومقدار الطاقه على الحمل بالنسبه للسوائل Kinetic Energy [1]

$$KE = 1/2 \ MV^2$$

حيث KE هى الطاقة ، M هى الكتلة ، V هى سرعة المياه ، وهكذا فطاقة جريان المياة هى القدرة على الحمل وتتأثر بصورة رئيسية بسرعة المياة ، والقدرة على الحمل ، وذلك إذا هو مايقوم به النهر من نحت ونقل وارساب . وتتصف السوائل بصفة عامة بتحرك جزئياتها ، وعندما تكون فى حالة حركة فانها تعمل على احتكاك هذه الجزئيات والتى تحدث بالتالى اللزوجة Viscosity فاذا اندفعت المياه بالمجارى بفعل الجاذبية فان قوى المقاومة تحدث على القاع والجوانب (راجع شكل رقم ١٧) فى شكل (١٧ أ) يوضح الجريان المائى على شكل طبقات ، اذ نجد أن الطبقة السفلى تتحرك ببطء شديد بينما الطبقة السطحية تتحرك بمقدار السرعه المقاسه للمياه بالمجرى ، ولهذا تتفاوت سرعة المياه بالطبقات من أسفل إلى أعلى (أو من القاع إلى السطح فى النهر) . وللحصول على سرعه المياه بالمجرى فلابد من أن مقدار الضغط بالاحتكاك

---

(1) Leopold, L. B., Wolman, M.G., and Miller, J. P., 1964, Fluvial Processes in Geomorphology, Freeman and Company, San Francisco, p. 173.



Bed Shear stress or shear velocity ان يتفوق على مقدار الاحتكاك الذى يحدثه الجريان المائى على القاع والجوانب، ولذلك فان مقدار الضغط بالاحتكاك يتناسب طرديا مع تدرج السرعة من القاع الى السطح كما توضحه المعادلة الآتية : $S=\frac{Ndv}{dh}$ حيث N هى درجة القوام Viscosity وهى مقدار ثابت للنسبه بين مقدار الضغط بالاحتكاك ومنحنى السرعة ، $\frac{dv}{dh}$ هى تفاضل السرعة بالاحتكاك عن القاع .

أما شكل (١٧ ب) فانه يوضح الجريان المائى داخل امبوبه (سلندر الشكل) ، اذ نجد تغير سرعة الجريان فى الانبوب يتغير بتغير مساحة الدائرة من محور السلندر حتى اكبر دائرة والتى تمثل اطار السلندر . فى محور الانبوب تصل السرعة الى اقصاها بمقدار قوة الدفع فى الانبوب بينما تصل السرعة الى ادناها على اطار السلندر ، واذا نظرنا الى النصف الطولى للاسطوانة أو السلندر نجد أن الجريان فيه

يصل اقصى سرعة له فى المنتصف أيضا ، تماما كما فى حالة الجر يان داخل الاسطوانة أو السلندر مكتملة الشكل و يصل الى أدنى درجه له على القاع والجوانب بالنسبة للقطاع النصف طولى للسطوانة تماما كما فى حالة المجرى المفتوح .

و يعتبر هذين الشكلين (شكل ١٧ أ ، ١٧ ب) تمثيلا صحيحا للجر يان الطبقي فى الانهار Laminar Flow حيث تتحرك كل طبقه فى مسارها فى سرعات مختلفة ، وكل قطرة من الماء فى مسارها دون ان تختلط بمسارات القطرات الأخرى .

أما عندما تختلط مسارات قطرات الماء ، وتختلط الطبقات ببعضها ، و يصبح الجر يان غير منتظم ، فانه يصبح فى حالة الجر يان الهائج Tur-bulent Flow وعندما تنخفض السرعة يعود مرة ثانية و يصبح جر يانا طباقيا ، أى يصل الى النقط الاصلية التى كانت عندها السرعة لاتسمح بخلط المياه ، و يطلق على هذه القيمه الحرجه للسرعه بالسرعة الحرجة Critical Velocity وهى التى يكون فيها الجر يان دائما جر يانا طباقيا ، و يعبر عنه برقم ر ينولد للسرعة Reynold Number (R) :

$$R = \frac{Vd}{N/n}$$

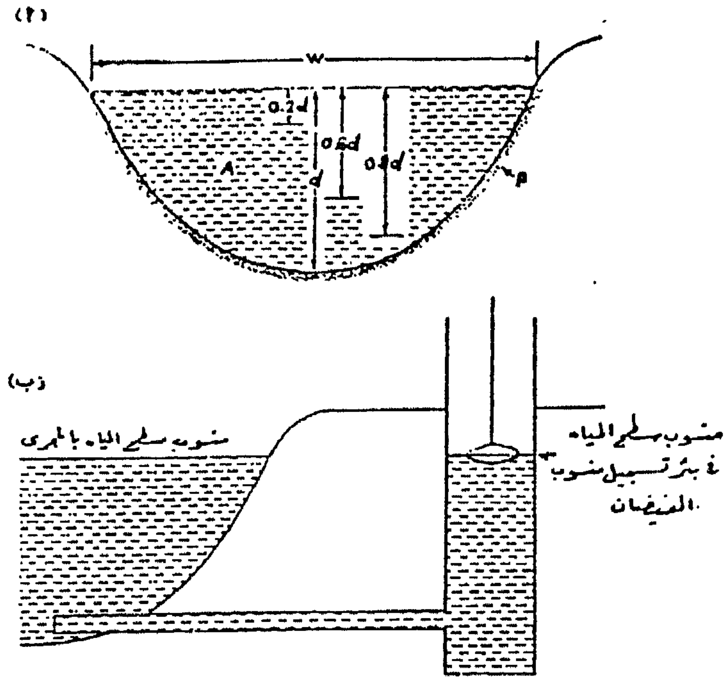
حيث V هى السرعة ، d هى العمق (أومقدار عمق المياه بالمجرى) ، N هى درجة القوام ، n هى كثافة المياه .

اما احتكاك القاع والجوانب (احتكاك حدود المجرى Boundary Shear) فهو يؤثر على سرعة الجر يان خلال المقطع العرضى للمجرى و يعبر عنه بمعادلة شيزى Chezy Equation وهى :

$$V = C\sqrt{RS}$$

حيث V هى متوسط سرعة الجر يان ، C هى مقدار ثابت لشيزى يعتمد على القوى الناتجه عن الاحتكاك ، R هو نصف المدى المائى Hydraulic Radius ، اما S فهى الانحدار . فقدار المدى المائى هنا يقصد به نسبة مساحة المقطع العرضى للمجرى الى محيطة المبلول بالمياه Witted Per-

imeter-وهو التقاء الماء بحدود المجرى عند المقطع العرضى كما فى الشكل رقم (١٨ أ) ونصف المدى المائى فى الانهار الضحلة والعريضة يساوى متوسط عمق المياه تقريبا .



شكل رقم (١٨) رسم نظرى يوضح مقطع عرضى لمجرى النهر

وتؤثر درجة خشونة المجارى المائيه أيضا على سرعة الجريان ، وتقدر عادة باستخدام معادلة مانتج Manning Equation وهى .

$$V = \frac{1.486}{n} R^{0.6} S^{0.5}$$

حيث V هى متوسط سرعة الجريان (قدم/ثانيه) ، n معامل درجة خشونة ، R وهو نصف المدى المائى (بالقدم) . S هو معدل انحدار المجرى (قدم/١٠٠ قدم) ولقد قدرت قيما تقريبيه لمعامل درجة الخشونة لكل انواع المجارى المائيه الطبيعية والصناعية بعد دراسات وأبحاث حقلية ومعملية مستفيضه فى هذا الموضوع (جدول رقم ٣) .

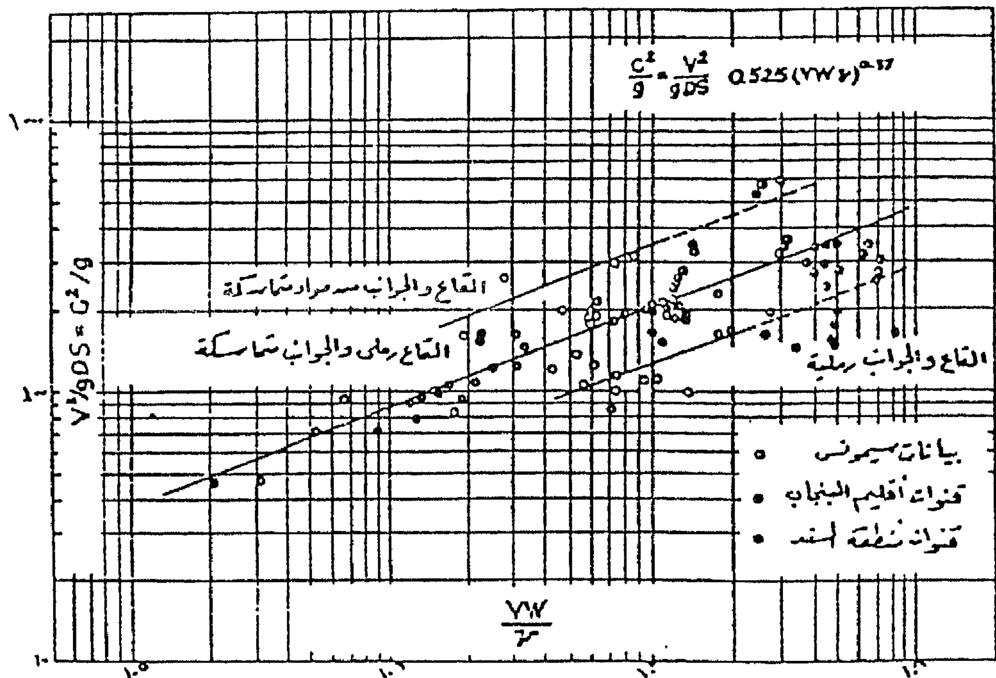
المجارى المائية (الطبيعية والصناعية)	معامل درجة الخشونة
القنوات والمجارى المائية المحفورة : ..	
أ ــ فى التربة :	
١) غير مقوى الجسور ، مستقيم ، منتظم .	٠,٠٢٠ ــ ٠,٠٢٥
٢) غير مقوى الجسور ، غير منتظم .	٠,٠٢٥ ــ ٠,٠٣٥
٣) قناة أو مجرى مائى مع نبات طبيعى خفيف الكثافة	٠,٠٣٥ ــ ٠,٠٤٥
٤) قناة أو مجرى مائى مع نبات طبيعى كثيف	٠,٠٤٠ ــ ٠,٠٥٠
٥) خط محفور على الارض .	٠,٠٢٨ ــ ٠,٠٣٣
ب ــ فى الصخر:	
١) مجرى املس ومنتظم .	٠,٠٣٠ ــ ٠,٠٣٥
٢) مليء بالصخور وغير منتظم .	٠,٠٣٥ ــ ٠,٠٤٥
القنوات والمجارى المائية المقواة الجسور: ...	
١) قناة او مجرى مبطن بالاسمنت	٠,٠١٣ ــ ٠,٠٢٢
٢) قناة أو مجرى مبطن الجوانب والقاع مبطن بالحصى	٠,٠١٧ ــ ٠,٠٢٠
٣) ر براب Riprap وهى قناة مقواة الجوانب بالطين المخلوط بالحشائش كى تعطية قوة	٠,٠٢٠ ــ ٠,٠٣٠
٤) مجارى مقواه الجوانب بالطين المخلوط ، والقاع مفروش بالحصى	٠,٠٢٣ ــ ٠,٠٣٣
٥) الاسفلت .	٠,٠١٣ ــ ٠,٠١٦
المجارى المائية الطبيعية : ..	
١) مستقيم ونظيف الجسور وقاع منتظم .	٠,٠٢٧ ــ ٠,٠٣٣
٢) مستقيم الجسور و به بعض النباتات .	٠,٠٣٣ ــ ٠,٠٤٠
٣) نظيف ، به ثنيات والحفر على القاع .	٠,٠٣٥ ــ ٠,٠٥٠
٤) مملوء بالاعشاب والرواسب ثنيات وحفر على القاع عميقه	٠,٠٦٠ ــ ٠,٠٨٠
٥) مملوء بالاعشاب والرواسب و به ثنيات وحفر على القاع عميقة وكثافه عاليه من النبات .	٠,١٠٠ ــ ٠,٢٠٠
٦) خشن ، به قطع صخرية ، فى منطقة جبليه	٠,٠٥٠٠ ــ ٠,٠٨٠
٧) المناطق الفيضة المجاورة لمجرى مائى طبيعى	٠,٠٣٠ ــ ٠,٢٠٠
الانابيـــب : ...	
١) انبوبة من الاسمنت	٠,٠١٣ ــ ٠,٠١٥
٢) انبوبة من الطين	٠,٠١٢ ــ ٠,٠١٤
٣) انبوبة من الحديد	٠,٠١٩ ــ ٠,٠٢٤

From: Ruhe, V.R., 1975, Geomorphology, Houghton Mifflin

واخيرا فان كمية المياه الجاريه فى المجرى المائى تعتمد مباشرة على معدل السرعة كما فى المعادلة التالية :

$$Q = AV$$

حيث Q هى حجم التصريف المائى Discharge اى الحجم الذى يمر خلال المقطع العرضى للنهر فى مدة من الزمن و يعبر عنها بالقدم المكعب فى الثانيه، A هى مساحة المقطع العرضى للمجرى (بالقدم المربع)، V هى سرعة الجريان (قدم/ثانيه) وتسمى هذه المعادلة بمعادلة الجريان الاساسيه التى تستعمل فى هيدرولوجيه النهر وتقدر بواسطتها معظم انشطة النهر من نحت ونقل وارساب ..... الخ .



شكل رقم (١٩) تغير قدرة النهر على النحت $\frac{V^2}{gDS}$ بتغير سرعة الجريان

الرواسب فى مجرى النهر

على الرغم من أن معظم طاقة النهر تتبدد بالجريان المائج Turb- ulent flow الا ان جزءاً من هذه الطاقه يستخدم فى دور هام جدا بالنسبة للنهر وتطوره مثل النحت والنقل والارساب ، هذه العمليات قد تبدو بسيطة ، الا انها معقدة جدا ودرجة فهمنا لها كجغرافيين لازالت على السطح ، كما ان هذه العمليات تشكل معظم المفاهيم الجيومورفولوجيه المعروفة لدينا لذلك سوف نستعرض هنا العلاقة بين جريان النهر ورواسبه .

وتنتقل الجزئيات الدقيقه للرواسب بصفة عامه بواسطة الحمل فى جسم الماء بالنهر ، وهذا الجزء المحمول من الرواسب يتحرك دائما بسرعه منخفضة نسبيا عن حركة جسم الماء بالمجرى ، وقد يقطع مسافات طويلة من منطقة النحت الى نقط بعيده بالمجرى بالاتجاه نحو المصب دون ان يحدث له عملية ترسيب مرحلية ، اما الجزئيات الخشنه من الرواسب قد تسافر مسافات طويلة ايضا محموله فى جسم الماء بالمجرى ، الا انها فى معظم الاحيان تستقر على القاع لفترة مؤقتة وليست بصفة دائمة ، فالرواسب الخشنه دائما ماتسافر فى المجرى على هيئة رواسب على القاع تتحرك بالتدحرج أو الانزلاق أو القفز .

وهكذا تنقسم الرواسب المحموله بالنهر الى قسمين رئيسين هما :

القسم الاول : رواسب مجروره على القاع Bed Load وهى التى تسافر فى النهر اما قريبه من القاع أوعلى القاع مباشرة .

والقسم الثانى : هى الرواسب المحموله فى جسم الماء بالنهر Suspended Load

وليس هناك فصل واضح بين الحمولتين ، ولكن استخدام الاصطلاحين ماهو الا مجرد تسهيل على القارىء فى توضيح ميكانيكية النهر فى حمل الرواسب حيث ان مجموع الحمولتين (الرواسب المجروره على القاع والرواسب المحموله) يطلق عليه بالمجموع الكلى لحمولة المجرى من الرواسب Total Load كما يمكن ايضا

تقسيم حمولة النهر من الرواسب الى قسمين رئيسين طبقا للحجم ، فالرواسب العالقة فى الماء تكون صغيرة الحجم ، ولاتوجد على القاع الا بكميات ضئيله والرواسب المجروره على القاع جزئياتها كبيرة الحجم ، وتوجد بكميات كبيره على القاع وهى تكون شكل القاع .

وبالنسبه لمعدلات نقل الرواسب من اماكن نحتها الى اماكن ترسيبها يطلق عليها تصريف النهر من الرواسب Sediment Discharge حتى ان حجم المياه بالنهر هى جزء من تصريف النهر . وقد يتمادى البعض و يقسم حمولة النهر من الرواسب الى تصريف النهر من الرواسب المحموله Suspended Load Discharge ، وتصريف النهر من رواسب القاع Bed Load Discharge ، وتقاس حمولة النهر من الرواسب بالرطل / ثانيه اوبالطن / يوم ، ولقد قامت معظم الدراسات الاوليه لحركة الرواسب بالانهار على الرواسب الرمليه ، وقليلا منها على انواع الرواسب الاخرى ، ومن هذه الدراسات ظهرت كثير من العلاقات الرياضيه التى تعد اساسا للدراسات الحديثه فى هذا الموضوع على الرغم من ان معظمها كان نتيجة دراسات معملية ولم تدعها الدراسات الحقليه ، فمنذ عام ١٩٣٥ ولازالت الدراسات على الرواسب المحموله قليلة وفهمنا لها ضئيلا وعلى آية حال فقد ظهرت بعض النظريات الخاصة بحركة الرواسب المحموله بالنهر سوف نستعرضها فى هذا الفصل .

(١) حركة الرواسب على القاع :

The Incipiant Notion of Bed Load

أ ـ نظرية هوايت :

يرجع الباحثون حركة الرواسب على القاع بالانهار الى تحليلات كل من هوايت White, C.M., 1940 وشيلدز Shields, A., 1960 لعمليات نقل الرواسب بالانهار .

فلقد استند هوايت فى تحليله الى العوامل المتحكمة فى الحركة بمعادلة لحظة حركة الرواسب مع لحظة مقاومة هذه الرواسب للحركة ذاتها . و يوضح شكل

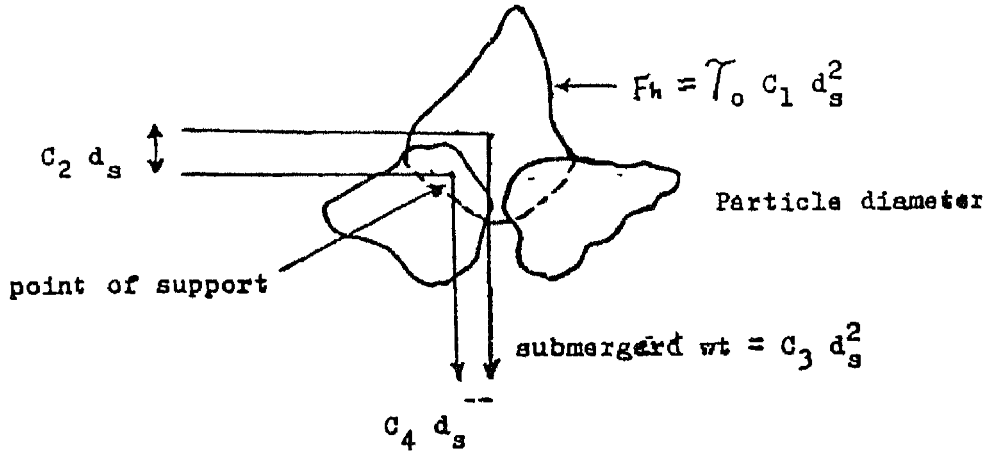
رقم (٢٠أ) القوى التى تعمل على دفع جزىء الرواسب على سطح مستوى لقاع المجرى المائى هذه القوى تكون متواز يه مع سطح القاع وتعمل على ارجحه جزىء الرواسب الى الامام والخلف حتى تخلعه من مكانه ، وتدفعه الى الامام ، بشرط ان تتغلب على قوة المقاومة ، وهذه القوة يطلق عليها قوة الضغط بالاحتكاك Shear Stress فاذا قاوم جزىء الرواسب هذه القوى المفروضه عليه فان قوة الضغط بالاحتكاك لابد وان تتناسب مع مربع قطر الجزىء نفسه ، و بذلك يمكن حساب قوة الحركة الموازية للقاع على النحو التالى :

حيث To = قوة الضغط بالاحتكاك على القاع

ds = قطر جزىء الرواسب

Cl = ثابت يربط مربع قطر الجزىء بالمساحة التى يغطيها من سطح القاع .

Fh = **قوة الحركة الموازية للقاع .**



شكل رقم (٢٠أ)
يوضح القوى التى تعمل على حركة جزىء الرواسب
وهى التى على السطح ومواز يه لسطح القاع

فاذا كانت المسافه بين نقطه التثبيت ونقطة الحركة C_2 ds حيث يطلق

مثلها ذراع القوة تتناسب طرديا مع قطر جزىء الرواسب فان لحظة الحركة او ماتسمى بلحظة انقلاب الجزىء هى البدء فى الحركة مع التيار المائى

$$M_o = T_o C_1 C_2 d_s^3$$

حيث C_2 ثابت يمثل النسبة بين قطر الجزىء وذراع القوة بالنسبه لقوة الحركة الموازيه للقاع Fh

اما لحظة المقاومة فتأتى من وزن الجزىء المدفون جزء منه فى سطح القاع ، واذا كان هذا الوزن يتناسب طرديا مع مكعب قطر الجزىء

$$(C_3 \ (Y_s - Y_f) d_s^3)$$

واذا كان ايضا ذراع القوة يتناسب طرديا مع قطر الجزىء $C_4 \ ds$ فان لحظة المقاومة تكون على النحو التالى : ..

$$Mr = C_4 C_3 (Y_s - Y_f) \ d_s^4$$

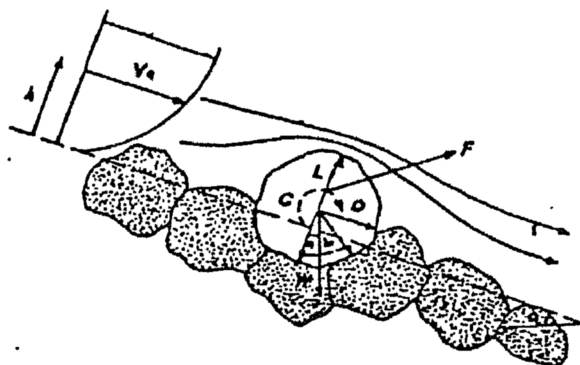
حيث Y_s ، Y_f هما مقدار وزن جزىء من الرواسب و وزن جزىء من الماء على التوالى . وبهذا نرى ان جزىء الرواسب يبدأ فى الحركة عندما يكون قوة الضغط على القاع (To) هى السائده اوبمعنى آخر عندما تكون لحظة انقلاب الجزىء (Mo) مساويه للحظة المقاومة (Mr) . وبهذا يطلق على مقدار قوة الضغط على القاع (To) القيمة الحديه Critical Shear

كما يمكن دمج معادلتى القوة (Mo) ، ولحظة المقاومة (Mr) فى معادلة واحده ، وكذلك توحيد ثوابت المعادلتين فى ثابت واحد هو C تكون النتيجه على النحو التالى :

$$Tc = C \ (Y_s - Y_f) \ d_s$$

حيث Tc هى القيمه الحديه لقوة الضغط على القاع بالاحتكاك (رطل/ قدم مربع) ، ds قطر الجزىء (بالمليمتر) ، C مقدار ثابت ، وهكذا نرى ان القيمة الحديه لقوة الضغط على القاع بالاحتكاك تتناسب طرديا مع قطر جزىء الرواسب ، و بالنسبه للمقدار الثابت C فهو يمثل درجة الكثافة وشكل الجزىء وكذلك الخصائص الطبيعيه والكيميائيه للمياه وكيفية توزيع الرواسب على القاع ، ولقد قدرت قيما مختلفه لهذا الثابت C (Yf - Ys) على النحو التالى :

تتراوح القيمه مابين ٠,٠١٣ ، ٠,٠٤٠ اذا كانت (Tc) بالرطل لكل قدم مربع ، Ys ، Yf بالرطل لكل قدم مكعب .



شكل رقم (٢٠) رسم يوضح القوى التى تعمل على حركة جزيئات الرواسب الموجودة على سطح قاع المجرى وتوازنه.

نقلاً عن Retter 1980

ب ـ نظرية شيلدز:

لقد اعتقد شيلدز انه لايمكن ان نتصور كيف تعمل القوة الضاغطه بالاحتكاك على حركة جزىء الرواسب فى الطبيعة كما وصفها هوايت ، فقد تجنب اى افتراض بالنسبه لميكانيكية النهر والعلاقات المتداخله التى تعمل بداخله .

كما اوضح هذه العلاقات فى صورة نسب[١] دون ان تدخل فى التعليل الطبيعى لميكانيكيه النهر، فهناك مجموعه من العوامل الرئيسيه التى تعمل على

(١) طريقة النسب هى وسيلة تهدف الى ابراز اهمية العلاقات احصائيا بين المتغيرات التى تتضمنها المشكله المدروسه ، وذلك بدراسة وحدات المتغيرات وتجميع هذه المتغيرات فى شكل نسب ، فعلى سبيل المثال فان اهم ثلاث وحدات للقياس هى : القوة (وزن) والطول والوقت ، فاذا كان لدينا ثلاث متغيرات متداخله مع بعضها مثل القوة F والكتله m والسرعه V ولكن ليس لدينا القيمه العدديه لهذه الكميه F/mv وحيث أن الكميه ليس لها ابعاد dimenssionless فقد اثبتت التجارب أن هذه الكميه تساوى واحد صحيح .

حركة رواسب القاع هى : قوة الضغط على القاع (To) ، الاختلاف بين كثافة الرواسب وكثافة الماء (Ps - Pc) ، قطر جزىء الرواسب(ds)، درجة القوام (V) ، الجاذبيه(g) ، ويمكن ضم هذه العوامل فى كميتين نسبيتين على النحو التالى :

$$\frac{d_s \sqrt{\frac{T_o}{P_f}}}{v} = \frac{d_s\ U^*}{v}$$

or:

$$\frac{T_o}{d_s(P_s - P_f)g} = \frac{T_o}{d_s Y\ (S_s - 1)}$$

حيث Y هى وزن وحدة (بالحجم) من المياه ، Ss وزن وحدة (حجم) من الرواسب .

ولقد حاول شيلدز ايجاد علاقه بين هاتين الكميتين ، و يوضحها شكل رقم (٢١) والذى يعرف باسم Shields diagram فعند النقط الواقعه على الخط يكون مقدار قوة الضغط على القاع بالاحتكاك = القيمة الحديه ، اى To = Tc وعند النقط التى فوق الخط تتحرك جزئيات الرواسب ، اما عند النقط التى تحت الخط لايستطيع الجريان فى النهر تحريك جزئيات الرواسب .

شكل رقم (٢١) منحنى شيلدز Shield's Diagram

ويوضح نسبة سرعة المياه بالمجرى الى درجة قوامها



وفى شكل (٢١) ايضا نرى ان مقدار $\frac{d*ds}{V}$ اكبر من ٦٠ حيث ان المقادير التى اكبر من هذا الرقم تكون قوة الضغط على القاع بالاحتكاك تتناسب طرديا مع قطر جزىء الرواسب على النحو التالى :

$$\frac{To}{dsy\ (Ss-1)} = Constant = 0.06$$

وذلك اذا اخذنا Y = ٦٢,٤ رطل للقدم المكعب ، Ss = ثابت مقدره ٢,٦٥ ، وكذلك C(Ys - Yf) = ٠,٠٢٠ Tc لابد وان تكون بالرطل على القدم المربع ، ds بالملليمتر ، Yf ، Ys بالرطل لكل قدم مكعب .

تأثير شكل القاع على نتائج منحنى شيلدز :

يبدو لنا من نظرية شيلدز ان الظروف الطبيعية التى يمكن تطبيق نتائج النظرية عليها هى قاع النهر المستوى السطح والانحدار بطىء و وزن جزىء

الرواسب فى حالة موازاته لسطح القاع وليس عموديا عليها ، اى ليس هناك مقاومه للحركة من جزيء الرواسب.ثمن الناحية العمليه فإن تطبيق هذه النتائج لم تقابلها صعوبات كثيرة ، فاذا زاد معدل الجريان فى النهر تتكون الحافات على القاع dunes وتبقى دون ازالة او تغيير لشكلها اذا ماهبط الجريان المائى بالنهر. وعندما يزداد معدل الجريان مره اخرى فان النقطه التى عندها تتحرك الرواسب على قاع مستوى سوف لاتحدث على هذا القاع المموج .

وحتى اليوم لايوجد تحليلا كميا واضحا لحركة الرواسب على قاع مموج لانها متعدده ، وتتعدد العوامل المؤثره فى الحركة وذلك لسببين : اولهما : ان قوة الضغط على القاع بالاحتكاك تكون غير موزعه توزيعا منتظما كما فى حالة القاع المستوى السطح ، ففى الحالة التى تتكون فيها الحافات على القاع يكون معدل الضغط بالاحتكاك غالبا على الجهه المقابله للاجزاء العليا من النهر ، ومعدلات السرعه تزداد باستمرار على الجانب المواجه للاجزاء الدنيا من النهر وهى الجهه المحميه من التيار وتكون قوة الضغط بالاحتكاك ضعيفه ، وثانيها : هو ان وزن جزيء من الرواسب لن يصبح قيمه مهمله كما فى حالة السطح المستوى وذلك لتغير الانحدار على هذا السطح المموج ، فعلى الجانب المواجهه للاجزاء العليا من النهر تكون المقاومة للتيار اكبر بينما على الجانب المواجه للاجزاء الدنيا من النهر تضعف مقاومة جزئيات الرواسب للتيار.

ووجود هذين العاملين ـ حيث لهما تأثيرا متضادين على دوافع الحركة للرواسب ـ فليس من المؤكد ان حركة الرواسب على السطح المموج تكون بنسب اعلى او اقل من حركة الرواسب على السطح المستوى ولكن على آية حال فان السطوح المموجه او الغير منتظمة فى رواسبها تتطلب معدلات عاليه من الضغط بالاحتكاك على القاع .

(٢) حركة الرواسب بالحمل :

أ ـ ميكانيكية حمل الرواسب :

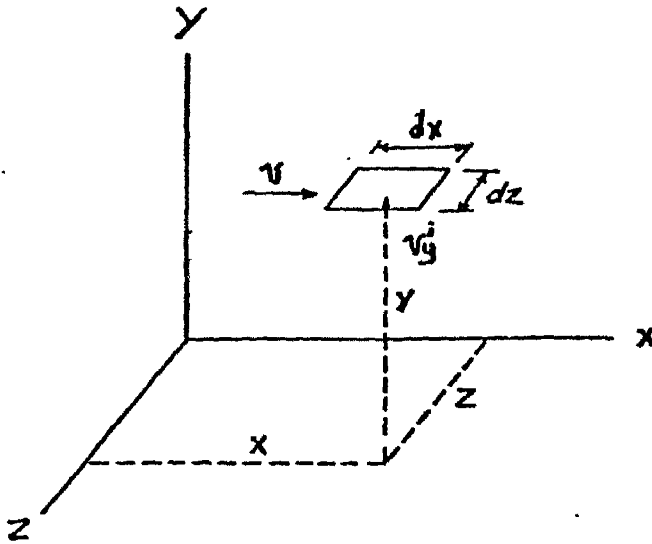
ترفع الرواسب من على القاع وتحمل فى جسم الماء بمجرى النهر بواسطة سرعة

التيار المائى الرأسيه اويطلق عليها الجريان المائج ، ففى الشكل رقم (٢٢) نرى ان (VY') هى القيمه المطلقه للسرعه الرأسيه للمياه ، (V)، وتقاس السرعه (VY') فى مستطيل صغير تمثل جوانبه القيم dz, dx واحيانا يكون هذا المستطيل قريبا من سطح الماء اوقريبا من القاع واحيانا اخرى يتفاوت فى المساحه تبعا لحجم المياه وطبيعه الجريان وحيث انه لايوجد تيار مائى محدد يسير بحركة رأسيه الى اعلى اوالى اسفل فان السرعه VY' تساوى صفر اوبعبارة اخرى ان حركة المياه الرأسيه الى اعلى اوالى اسفل تساوى حجم المياه بالمجرى . ومن المعروف عادة ان درجة تركيز الرواسب Concentration تقل بالاتجاه الى اعلى من القاع الى السطح لذلك فالجريان الرأسى الى اعلى خلال المساحه (dxdz) سيحمل كثيرا من الرواسب الى اعلى على الرغم من انه لايوجد تيارا رأسيا مباشرا .

وعلى ذلك فان معدل الحمل الى اعلى بواسطة عمليه الخلط Diffusion (٢) Process يمكن حسابها بدراسة توزيع درجات تركيز الرواسب فى جسم الماء بالمجرى . ونحصل على معدل تركز الرواسب بجسم الماء بالمجرى بواسطة نسبة معدل حركة الرواسب الرأسيه بالاتجاه نحو السطح نتيجة عملية الخلط الى معدل حركة الرواسب الرأسيه المحموله بالاتجاه نحو القاع نتيجة قوة الجاذبيه .

---

(2) Rouse, H., (ed.), 1950, Engineering Hydraulics, John Wiley and Sons, p. 95



شكل رقم (٢٢) دفع الرواسب إلى أعلى بفعل الجريان المائج للمجرى

ب ــ توزيع الرواسب المحموله :

توضح المعادلة التالية التوزيع النسبى لتركيز الرواسب فى الماء للجريان المنتظم :

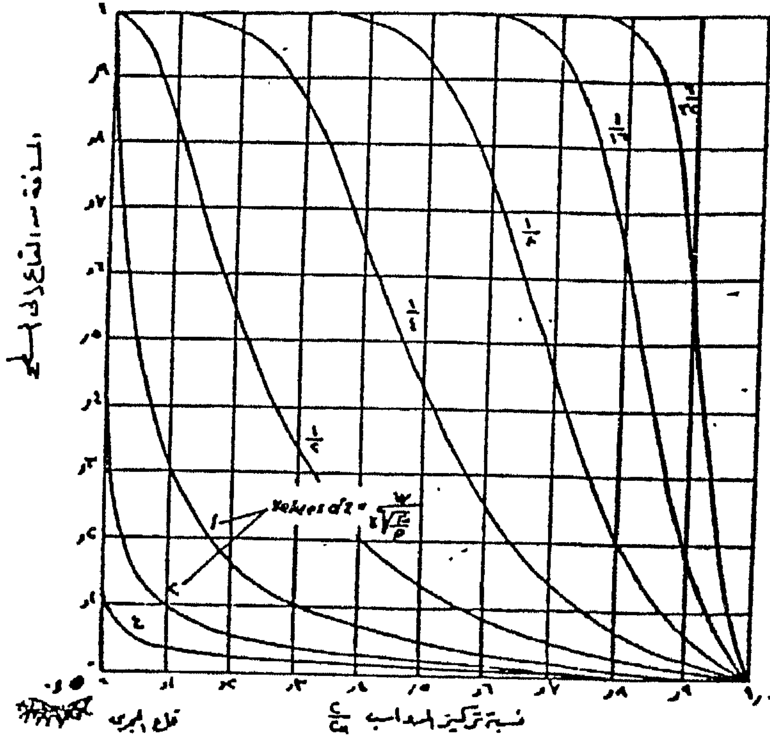
$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{d-y}{y} \quad \frac{a}{d-a}\right)^{z}$$

$$z = \frac{W}{K\sqrt{T_o / P}} = \frac{W}{KU*}$$

فى هذه المعادلة C = درجة تركيز الرواسب على مسافة رأسيه من القاع ، Ca = درجة التركيز عند مسافه معلومه (كنقطة اصليه) من القاع ، a و Y ثوابت ، W = معدل ترسيب جزئيات الرواسب على القاع بفعل الجاذبيه ، K = رقم ثابت يعطى قيمة مقدارها ٤,٠ بالنسبه للمياه الصافيه ، To = مقدار قوة الضغط على القاع بالاحتكاك مقاسه بالرطل لكل قدم مكعب ، P = كثافة المياه وتقاس بما يعرف باسم Slugs (وهى وحدة قياس للدرجة القدام اى

لكل قدم مكعب من المياه يمكن ان يتحمل مقدارا من الرواسب يصل الى ١,٩٦ سلجص Sluges) ، وتقاس درجة التركيز C او Ca ـ بعديد من الوحدات اما بالجرام للتر الواحد اوجزء فى المليون . ولكن تطبيق المعادلة السابقه لهذا الجزء من الرواسب الذى يتم له عملية الترسيب ذات القيمه W يقابله صعوبات عديده فسرعة الترسيب يجب ان تحدد عند ترسيبات النهر فى ظروف معينه (وهى عادة ماتحسب بالنسبه لسرعة هذه الرواسب فى مياه صافيه غير مخزونه) وشكل (٢٣) يوضح نسبه تركيز الرواسب المحموله طبقا للمعادلة السابقه ولقيم مختلفه لـ Z منسوبا الى نقطة اصليه ترتفع عن القاع بمقدار ٥ ٪ من طول المسافه من القاع الى السطح (حيث $a=0.05d$ والنسبه $\frac{Y-a}{d-a}$ هى الكسر الاعتيادى للمسافة من نقطة الاصل (a) الى سطح الماء . لذلك سوف نرى ان درجة التركيز تصبح منتظمه اى بنسبه واحده عند القيم المنخفضه لـ Z وللقيم المرتفعه لـ Z تزداد درجة التركيز قرب القاع .

فحيث أن (Z) تتناسب طرديا مع سرعة الترسيب (W) فالمواد الخشنه سوف تعطى قيم اعلى لـ Z ولذلك ايضا نجد ان المواد الخشنه يزداد تركيزها بالقرب من القاع بينما المواد الناعه ينتظم توزيعها اى درجه تركيزها وتصبح ثابته كلما اقتربنا من السطح.فالقيم المنخفضه لـ Z نراها فى الانهار التى بها يكون مقدار الضغط بالاحتكاك على القاع To منخفضا ، وحيث ان $Yds = To$ نرى ان المقدار الكبير للضغط على القاع بالاحتكاك والقيم المنخفضه لـ Z يكون مرتبطا بالانهار العميقه والمنحدره والتى بها معدلات سرعه الجريان عاليه ولها كفاءة عالية على نقل الرواسب . وهكذا نرى ان الرمز (U*) فى مقام المعادلة (Z)هو مقياس لقدرة النهر على الحمل والنقل ، بينما سرعة الترسيب (W) ماهى الامقياسا للجهد اللازم فقط لنقل اوحمل جزىء الرواسب . وحيث ان (Z) تتناسب طرديا مع $\frac{W}{U^*}$ يمكن اعتبارها مقياسا للجهد الذى يبذله النهر لنقل الرواسب بمعنى ان القيم المنخفضه لـ Z تعنى ان النهر يحتاج لجهد بسيط لنقل الرواسب .

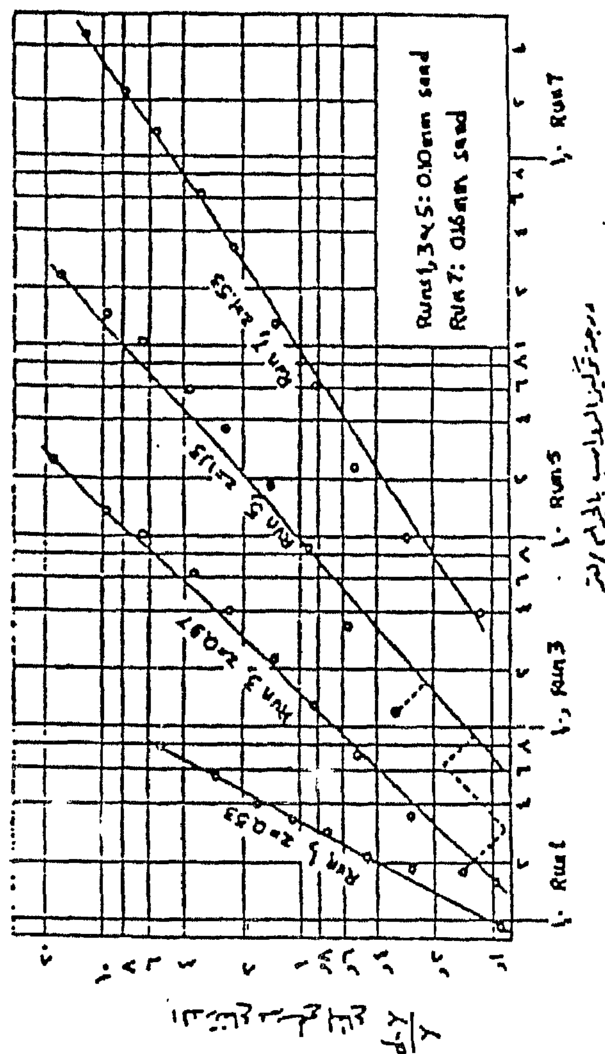


شكل رقم (٢٣) رسم بياني يوضح تناقص نسبة تركيز الرواسب المحمولة من القاع إلى سطح المياه بالمجرى

اختبار صحة معادلة التوزيع النسبي لتركيز الرواسب :

يمكن توقيع معادلة التوزيع النسبي لدرجة تركيز الرواسب $\frac{C}{Ca}$ على رسم بيان لوغاريتمي ، يكون المحور الافقي ممثلا لقيم C (جرام لكل لتر) ، والمحور الرأسي ممثلا لقيم d-y/y وينتج عن هذا التوقيع معادلة خط الانحدار (معادلة الخط المستقيم) بحيث يكون انحدار الخط ممثلا له قيم Z على المقياس اللوغاريتمي ، بحيث يمكن في كل الحالات الحصول على قيمة Z بتوقيع قيم درجة تركيز الرواسب ذات الحجم المحدد حسب قراءات الاعماق المختلفه التي

اخذت عندها درجة التركيز، و يوضح شكل (٢٤) بعض الرسوم البيانيه لبيانات من مواقع على نهر الميزورى بالولايات المتحده، و بعض الدراسات المعمليه (جدول رقم ٤) وكلها جميعا تؤكد صحة معادلة التوزيع النسبى لدرجة التركيز، كما توضح المنحنيات ايضا صحه تطبيق المعادلة لبيانات فيها التفاوت كبيرا.

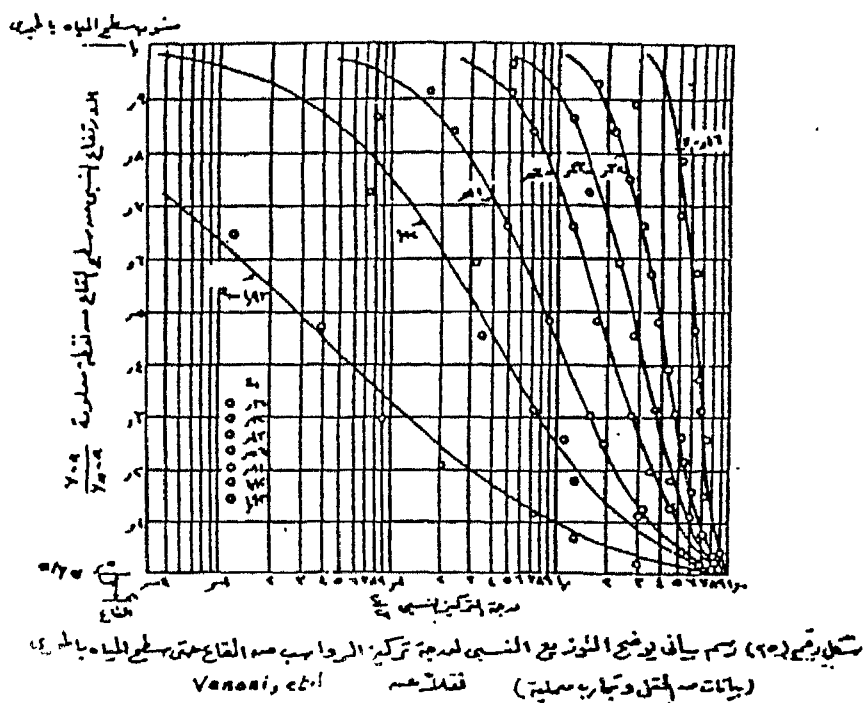


جدول رقم (٤)

البيانات الخاصة بمنحنيات شكل رقم (٣٤)

موقع القياس	درجة التركيز عند نقطة الاصل . a	حجم جزىء الرواسب الرملية التى قيست لدرجه التركيز mm	معدل الانحدار ft/ft	عمق المياه ft	قيمة z
نهر ميزورى عند مدينة اوماها بولاية نبراسكا الامريكية فى ١٨/١٠/١٩٥١ .	٠,١٣٤	٠,٠٤٤ الى ٠,٠٢٦	٠,٠٠٠١٢٥	٩,٩	٠,١٦
بيانات من المعمل .	٦,٩٥	٠,١٠	٠,٠٠٠١٢٥	٠,٥٩٠	٠,٣٢
نهر ميزورى عند مدينة أوماها بولاية نبراسكا الامريكية فى ١٧/١٠/١٩٥١ .	٠,٢٤٠	٠,٠٦٢ الى ٠,٠٧٤	٠,٠٠٠١٢١	٧,٧	٠,٤٣
بيانات من المعمل .	٣,٢٠	٠,١٠	٠,٠٠٠١٢٥	٠,٢٩٥	٠,٥٦
بيانات من المعمل .	١٧,٠	٠,١٠	٠,٠٠٠١٢٥	٠,٢٩٥	٠,٨١
نهر ميزورى عند مدينة أوماها بولاية نبراسكا الامريكية فى ١٧/١٠/١٩٥١ .	٢,٥٣	٠,١٤٩ الى ٠,٢١٠	٠,٠٠٠١٢١	٧,٧	١,١٢
بيانات من المعمل .	٠,٥٩	٠,٢٠٨ الى ٠,٢٩٥	٠,٠٠٠١٢٥	٠,٦٠٠	١,٩٣

ولحساب قيمة (Z) رياضيا لابد من حساب سرعة الترسيب (W) وسرعة المياه بالاحتكاك Shear Velocity (U*) والثابت (K) ولقد لوحظ أن قيم (K) تتناقص من ٠,٤ للمياه الصافيه إلى أقل من ٠,٢ للمياه ذات نسبه تركيز عالية من الرواسب. ولقد أوضحت التجارب المعملية قيما مختلفه لـ (K) حيث تأخذ القيمه ٠,٤ للمياه الصافيه، ٠,٢ للجريان ذو نسبه عاليه من تركيز الرواسب، كما يمكن حساب قيمة (K) ايضا من شكل رقم (٢٥) والذى يوضح السرعات المختلفة على مسافات رأسيه مختلفه من القاع الى السطح.



شكل رقم (٢٥) رسم بياني يوضح التوزيع النسبي لدرجة تركيز الرواسب من القاع حتى سطح المياه بالمجرى
(بيانات من الحقل وتجارب معملية) نقلاً عن Vanoni, et al

والمشكلة التى تواجه تحديد قيمة (Z) لاى نهر غير متوفر له البيانات الكافيه لازالت بغير حل مرضى، حيث لايمكن حساب قيمة (Z) الا اذا عرفت سرعة الترسيب (W) حتى ولو كانت درجة التركيز وحدها معروفة.

وقد حاول كل من اينشتين وشاين Einestein and Chein, 1955 [1] توقيع بيانات لـ K مأخوذه من الطبيعه كي يمكن حساب سرعة الترسيب ، وكانت النتيجة فى المعادلة التالية .

$$\Sigma = \frac{C_i W_i}{V S_f} = \frac{Y_s - Y}{Y}$$

حيث(Ci) هي درجة التركيز عند سرعة ترسيب معينه (Wi) , (V) هي متوسط السرعة للمياه و(Sf) هي معدل الانحدار (Ys-Y) هي الفرق بين كثافة الرواسب وكثافة المياه (وزن قدم مكعب من المياه أو الرواسب) اما علامة المجموع (Σ) فتعنى مجموع كل القيم لـ Wi, Ci كما يمكن استخدام هذا الرسم البياني لاينشتين فى تقدير قيمة (K) بعد تقدير درجة التركيز، وبنظره عامه على البيانات الغير متكاملة والغير متوفرة لبعض الانهار فى العالم نرى ان تقدير توزيع درجة تركيز الرواسب فى المجرى يعتمد اساسا على مدى الخبره فى هذا المجال ، والحكم الصحيح على البيانات ، وكلها فى النهاية ماهى الا تقديرات .

تطبيق معادلة توزيع درجة تركيز الرواسب بالمجرى : ...

توضح فيه (Z) فى المعادلة ماإذا كانت هناك كميات كبيره من الرواسب محمولة فى جسم المياه بالنهر ام لا ، ففى شكل (٣٣) نرى انه اذا كانت قيمة (Z) تزيد عن ٢ أو ٣ فان معظم الرواسب تتحرك قريبه من سطح القاع ، وقد تبدو للناظر من على ضفاف النهر ان مياة المجرى صافية وتخلو من الرواسب .

ومن ناحية اذا كانت قيمة (Z). قريبه من ٠,١ قد يتصور البعض ان الرواسب تسير فى النهر طافية على السطح ، ولكن فى الحقيقة ان الرواسب فى هذه الحاله من النوع الدقيق وتتحرك فى جسم المياه محموله ، ودرجه تركيزها تكون

---

(1) Einestein, H.A., and Chein, K., (1955), Effect of Heavy Sediment Concentration near the bed on the velocity and Sediment Distribution, MRD, Sediment Series 8, Missouri River Division Corps of Engineers, Omaha, Nebraska, and University of California, Berkeley, August 1955.

موزعه بنسب متقاربة فبمعرفة قيمة (Z) يستطيع الفرد ان يستوضح حالا نوع الرواسب المحمولة ، هل هي رواسب قاع خشنه ام رواسب دقيقة محموله في جسم الماء بالمجرى .

ويمكن حساب حجم الرواسب المحمولة بالنهر بجمع حجم التصريف لكل خيط من التيار المائي Filament من القاع حتى السطح فالخيط الرفيع من التيار المائي الذى عرضه واحد قدم وارتفاعه مسافه صغيرة من العمق (dy) يعطي تصريفا من المياه حجمه في الثانيه يساوى القيمة (Vdy) حيث (V) متوسط سرعه الخيط المائي فاذا كانت نسبة تركيز الرواسب المحمولة عند منسوب (Y) من القاع لخيط المياه هي مقدار (C) بالرطل لكل قدم مكعب فان حجم تصريف النهر من الرواسب بخيط التيار المائي في المجرى يساوى القيمة (CVdy) ولتجميع حجم التصريف من الرواسب لكل خيط في التيار المائي بالمجرى تتكامل القيمة (CVdy) على النحو التالي : . .

$$\int_a^d CVd_y$$

حيث $\int_a^d$ هي تكامل القيمة (CVdy) بين نقطة الاصل (a) وارتفاع (d) للخيط المائي من القاع (a) ، وبما ان قيمة (C) تحسب على النحو التالي : . . .

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{d-y}{y} \quad \frac{a}{d-a}\right)^z$$

وقد تم تعريف اطراف المعادله في ص 64 وقيمة (V) تحسب على النحو التالي :

$$V = V + \frac{1}{K} \cdot \sqrt{gd_s} \; (1+2.3 \; \log_{10} \frac{y}{d} \;)$$

حيث (K) هو معامل الكثافة ، (d) هي عمق المياه ، (Y) هي العمق الذى قيست عنده السرعة ، (g) هي مقدار الجاذبيه ، (S) هو انحدار المجرى ، (V) هو مقدار القوام للمياه . فيمكن اذا احلال معادلتي C و V محل هذه الرموز في معادلة

التكامل ، تصبح الصورة النهائيه لمعادلة التكامل وهى التى سيحسب بها حجم تصريف النهر من الرواسب بين نقطتى d , a :(1)

$$\int_{a}^{d}\left(\frac{d-y}{y}\ \frac{a}{d-a}\right)^{z}\left(V+\frac{1}{K}\ \sqrt{gds}\ (1+2.3\ \log_{10}\frac{y}{d}\right)dy$$

ملحوظـــة :..

هذه المعادله خاصه بحساب حجم التصريف من الرواسب بالنسبة لكل درجة تركيز المرتبطة بكل حجم من احجام جزئيات الرواسب(٤) اما رواسب القاع فليس هناك نظرية محدده تحسب على اساسها حجم التصريف بالنسبه لهذه الرواسب ، فلقد اعتمدت التقديرات على الخبرة المتاحة والمكتسبة من التجارب العملية ، فالتفاعل بين المياه وجزئيات الرواسب ، وتكوين الحافات الرملية dunes على القاع زادت من تعقيد الموقف ، واصبح من الصعب تحليل حركة الرواسب على القاع بطريقة رياضية تخرج من المعادلة يمكن بواسطتها حساب حجم تصريف الرواسب (رواسب القاع) .

اسس ثبات المجارى المائيه

تعريف المجرى الثابت :..

المجرى الثابت هو الذى لايحدث فيه نحت للجوانب أو استقامة لمجراه ، كما ان النحت والارساب على القاع ــ اذا كان موجوداــ لايمثل قيمه كبيره تحدث تغييرات بالمجرى . و يسمح هذا التعريف بوجود بعض التغييرات على القاع خلال فترة وجيزة من الوقت ، ولكنها على مدى عدة سنين تحدث توازنا لقاع المجرى

---

(1) Vanoni, V.A., and Brooks, N.H., 1957, Laboratory Studies of the Roughness and Suspended Load of Alluvial Streams, Sedimentation Laboratory Report No. E-68, California Institute of Technology, December 1957.

(4) Rouse, H., (Ed.), 1950, Engineering Hydraulics, John Wiley and Sons, San Francisco.

الشروط الاساسيه : ..

المجرى الثابت stable هو الذى ينقل الرواسب والمياه الواصلة اليه الى مجرى مائى آخر او اى مصب تعده له الطبيعة أو الانسان . فعلى المدى الطويل فان الانهار تتعادل مع نفسها Self adjusting كجزء من اللاند سكيب الطبيعى للوادى الذى يجرى فيه . وتتوازن فيها كميات المياه مع كميات الرواسب بحيث لاتزيد كمية عن الاخرى عن الحد الذى بعده يحدث النحت او الارساب . (٥) فالنهر الذى من هذا النوع يطلق عليه النهر المتعادل Graded

وتعادل كميات المياه والرواسب على مستوى القطاع الطولى للنهر ليس بالضرورة ان يحدث على المستوى المحلى ، فقد يحدث نحت فى نقطة وارساب فى اخرى . ففى الانهار المتعرجة قد يحدث نحت فى جانب الثنيه المقعره بفعل السرعه العاليه على هذا الجانب (محليا) ويحدث الارساب على الجانب المحدب من الثنيه حيث السرعة على هذا الجانب تكون بطيئة . وقد تحدث هذه الحالة فى الانهار المتعادلة Graded وتحتاج الى عمليات حماية ببناء هذه الجوانب Bank Protection; Revetment or Groins، لذلك تحفر قنوات الرى بعرض وعمق متناسبين وانحدار يسمح فقط بالجريان حتى تتجنب هذه القنوات عمليات نحت الجوانب .

متغيرات المجرى الثابت : ...

سوف نأخذ فى الاعتبار اولا مشكلة ثبات او تعادل النهر على طول قطاعه الطولى دون الاهتمام بالنحت أو الارساب المحلى . فبالنسبة للقنوات أو المجارى المائية التى تنقل كميات صغيرة من الرواسب (فيما عدا الرواسب الدقيقة الحجم جدا Wash Load) يكون فيها مقدار الضغط على القاع بالاحتكاك Bed Shear اقل من القيمه الحديه لها . لذلك يقوم تحليل متغيرات هذا النوع من المجارى المائيه على حذف قوة الضغط على القاع أو احيانا يطلق عليها التحليل

---

(5) Simons, D.B., and Albertson, M.L., 1960, Uniform Water Conveyance Channels in Alluvial Materials, J. of Hyd., Div., A.S.C.E., Vol. 86, No. HY5, pp. 33-72.

بالسرعة المحدودة Limiting Velocity حيث تختلف السرعة المحدوده طبقا لحجم المجرى المائي .

وكما يتضح من شكل (٢٦) اقترح «لان» Lane (٦) قيما للسرعة المحدودة او القوة المحدوده للضغط على القاع بالاحتكاك ، وهى تفوق كثيرا القيم الحدية لها كما حسبت بطريقة شيلدز Shields او هوايت White. للرواسب الرملية والحصى الدقيق ، فعلى سبيل المثال فان مقدار الضغط على الرواسب الرملية التى يبلغ حجم ذراتها ملليمتر واحد هو ١٩٠ جرام على المتر المربع $Tmax = 190\ gr/m^2$ بينما منحنى شيلدز اعطى قيما تصل الى ٥٧ جرام على المتر المربع $To = 57\ gr/m^2$ وهذا الاختلاف الكبير فى القيم يرجع بصفة اساسيه الى الحافات الرملية Ripples الموجودة على القاع بينما حسب شيلدز قيمة للمجارى المائية ذات القاع المستوى السطح ، ويجب ان نشير هنا الى ان «لان» Lane حسب قيمة ليس على اساس ملاحظاته المباشره للطبيعة ، بل بطريقة الحساب التراجعى Backword Calculation من القيم المنشوره للسرعة المحدودة و يشير «لان» Lane ايضا فى شكل (٢٦) الى توصيات كثيرة متنوعة من مصادر مختلفه لاحوال مختلفة.فاختلاف المنحنيات فى الرسم يعطى دلاله على وجود نسبة خطأ كبيره فى تحليل البيانات المأخوذه للمجارى الثابته .

وعندما توجد كميات كبيرة من رواسب القاع فالمشكلة تصبح اكثر تعقيدا . فالخصائص الهيدروليكية للمجرى المائى لابد وان تمد النهر بطاقة مناسبة لنقل الرواسب التى ترد اليه . ولكن حيث أن خشونة النهر ترتبط ارتباطا مباشرا بعملية نقل الرواسب ، فلا يجب ان تؤخذ الخصائص الهيدروليكية للمجرى على انها قيما ثابته او معروفة تطبق مباشرة فى حسابات معدلات النقل ، فقد يكون هناك تأثيرا رجعيا Feed back من الرواسب على الخصائص الهيدروليكيه حيث تعمل

---

(1) Lane, Emory W., 1955, Design of Stable Channels Transaction, A.S.C.E., American Society of Civil Engineers, Vol. 120, 1955, pp. 1234-1279.

شكل رقم (٢٦) القيم المقترحة لمقدار الضغط على القاع لقنوات الري

نقلاً عن Lane, 1955

الرواسب على تغيير اوخلط المتغيرات الهيدروليكية للمجرى وليس العكس . وفى الوقت الحاضر لاتزال هذه المشكلة (أثر الرواسب على تغير المتغيرات الهيدروليكية أو العكس) غيز مفهومه ، وقد يتحول المهندس القائم بتصميم مجرى مائي يتفادى فيه عمليات النحت والارساب الى باحث للمشكلة .

ولفهم هذه العلاقات نأخذ مشكلة بسيطة وهي حفر قناة رى مستقيمة فى رواسب فيضيه متجانسة ، فالمتغيرات الرئيسية هى :

S = الانحدار (قدم / قدم) .

d = متوسط العمق (قدم) .

V = متوسط السرعة (قدم فى الثانيه) .

Q = حجم التصريف (قدم مكعب فى الثانية) .

Qs = حجم التصريف من الرواسب (طن فى اليوم) .

F = معامل الاحتكاك .
D = متوسط حجم الرواسب (ملليمتر) .

وقد اهملت كل من شكل المقطع العرضي ودرجة حرارة المياه ، ودرجة القوام ، والانحراف المعياري لمعامل شكل جزئي الرواسب وسرعة الترسيب ، ودرجة تركيز الرواسب الدقيقة الحجم Wash Load ومنحنى زمن الجريان Flow-duration Curve وخصائص منحنى الهيدروجراف ، وكذلك ثنيات المجرى ..... الخ ، وهذه المتغيرات جميعا لايمكن تحليلها بصورة مجتمعة ، ولاتوجد مشكلة نموذجية تتضمن على كل هذه المتغيرات مجتمعة . .

وعلى هذا فهناك ثمان متغيرات موضحه اعلاه تناسب تكوين اربع علاقات وظيفية على الاقل على النحو التالي : .. (٧) .

(١) معادلة حجم التصريف او معادلة الاستمرار Continuity Equation

$$Q = vwd$$

(٢) معادلة الجريان المائي لتحديد معامل الخشونة n, F

$$V=\sqrt{\frac{8}{F}}\sqrt{gds} = \frac{1.49}{n} d^{0.6} S^{0.5}$$

(٣) معادلة نقل الرواسب (معادلة شيلدز) :

$$Q_s \text{ or } g_s = 10\, q_{10} \frac{To - Tc}{(S_s - 1)^2 d_s}$$

حيث gs هي حجم تصريف الرواسب ، q_{10} حجم التصرف المائي S وهي انحدار المجرى ، To-Tc هي الفرق بين القيمة الحديه لقوة الضغط على

---

(7) Leopold, Luna and Maddock, Thomas, Jr., 1952, The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications, U.S. Geological Survey Professional Paper, p. 252.

Leopold, Luna, Wolman, Gordon, and Miller, John, 1964, Fluvial Processes in Geomorphology, Freeman and Company, San Francisco, pp. 198-332.

القاع بالاحتكاك والقيمه المقرؤه للمجرى ، Ss هى معامل الكثافة بالنسبة للرواسب ، ds هي حجم جزئي الرواسب .

(٤) العلاقة بين العرض والعمق :

نسبة العرض الى العمق $\frac{W}{d}$ وهى نتيجة تفاعل المتغيرات الاخرى بالمجرى .

ولحل هذه المعادلات نجد ان ثلاث متغيرات فقط يمكن اعتبارهم متغيرات مستقلة Independent بينما المتغيرات الخمس الباقيه يمكن اعتبارهم متغيرات تابعة Dependent فعلى القائم بتصميم المجرى ان يأخذ المتغيرات S، Q، D أو Qs، Q، D على انها متغيرات مستقلة ، وقد نصل بهذه الطريقة الى صورة متناقضة حيث أن هذه المتغيرات اساسا غير مستقلة . فعلى سبيل المثال فإن حجم جزئيات الرواسب من وجهه النظر الجيولوجيه يعتمد على الخصائص الفزيوغرافية والهيدروليكية لحوض التصريف . فالمشكلة هى ما اذا كانت المتغيرات مستقلة ام تابعة ، ليست فقط سؤالا اكاديميا مطروحا للحل ، بل هى مجرى أختيارات للمتغيرات المستقلة (مثلا S، Q، D) لوجود اكثر من حل او ربما بما ليس هناك على الاطلاق بالنسبه للمتغيرات الاخرى ، فلقد اشير الى هذه الحقيقة فى الدراسات المعملية والبيانات الحقلية ، ولكن بالنسبة لعمليات نقل الرواسب ، وحساب معامل الخشونة بالمجرى قد يهمل تأثير كثير من العوامل نظرا للانتشار الكبير للنقط حين توقع هذه العوامل بيانيا(٨) . فمنحى معدل تصريف الرواسب على سبيل المثال قد يبدو غير منطقيا بالنسبة للانهار التى تتغير فيها درجة الخشونة بسرعة ليس هذا بسبب اخطاء القياس كما يتصور البعض ولكن فى الحقيقة بسبب الاختلافات الفعلية الموجودة فى الطبيعة .

و بناء على ماسبق يجب على الباحث ان يجرب كل المتغيرات (العوامل) ولو

---

(٨) Brooks, N.H., 1958, Mechanics of Streams with Movable Bed of Fine Sands, Trans. A.S.C., Vol.123, pp 526-594

Vanoni, V.A., and Brooks, N.H., 1957, Laboratory Studies of the Roughness and Suspended Load of Alluvial Streams, Sedimentation Laboratory Report, No. E-68, California Institute of Technology, Dec 1957.

بطريقة المحاولة والخطأ ليجد ماهو العامل أو العوامل التى لها أكبر الاثر على عمليات نحت ونقل الرواسب ، وهى العمليات التى تجعل المجرى المائى غير متعادل وغير مستقر. ويجب على الباحث هنا ان يعتمد على خبرته في هذا المجال وهنا قد تبدو جميع المعادلات الخاصة بحساب معدلات تصريف الرواسب معادلات غير واقعيه .

وتكون البيانات المأخوذه من الطبيعه لحجم التصريف من الرواسب صحيحه والاعتماد عليها هو الاساس .

ولسوء الحظ وعلى هذا المستوى من المعرفة عن العلاقات الشاملة لهذه المتغيرات الخاصة بنقل الرواسب لايمكن الوصول الى حل بدرجة كبيرة من الثقه بدون تجارب معمليه على هذه العلاقات ، ومن واقع بيانات مأخوذه من انهار موجودة بالفعل فى الطبيعة .

أساس الاستمرارية فى نحت ونقل الرواسب بالمجارى المائية :

وخروجا عن نظرية التعادل بالمجرى الكلى للنهر (النهر المتعادل Graded or stable stream) قد نجد الصورة مختلفة فى قطاع صغير على طول المجرى (على الانتظام فى نقل الرواسب فى قطاع بالمجرى) فاذا كان هناك تصريفا متعادلا من الرواسيب لقطاع على مجرى نهر Equilibrium Sediment Discharge QSe والحجم الفعلى من الرواسب الذى يدخل هذا القطاع هو مقدار (QS) ، يحاول النهر على ايجاد توازن او تعادل بين مقدارQSe, Qs ويحاول كلا من الحجم الفعلى المنقول من الرواسب (QS) والحجم الامثل للرواسب الذى ينصرف من القطاع (QSe) ان يتغيرا ، ولكن سوف يتجه كلا منهما ان يصل الى مستوى الآخر.

وهكذا اذا كان حجم التصريف الفعلى من الرواسب اقل من حجم التصريف الامثل QS < QSe فان النهر يكون فى حالة جوع (اذ اجاز استخدام هذا التعبير) للرواسب المنقولة فتنشط فيه عمليات النحت لتمده بالكميه اللازمه كى تتعادل فيه حجم الرواسب المنقوله مع حجم المياه ويحدث فى نفس الوقت تعميق للمجرى وازالة الرواسب الدقيقة من على القاع ، و يصبح سطح القاع

مبطن بالرواسب الخشنة فقط أو بصخور القاعدة مما يزيد من درجة الخشونة . كل هذه العمليات تزيد من حجم التصريف الفعلى(Qs) فى اتجاه حجم التصريف لامثل من الرواسب (QSe)وتظهر هذه الحالة بوضوح خلف السدود فى اتجاه المصب حيث تخرج المياه من السدود صافيه من الرواسب بعد ان ارسبت معظم حمولتها فى خزان السد . وعلى العكس عندما يكون حجم التصريف الفعلى من الرواسب اكبر من حجم التصريف الامثل $QS > QSe$ يصبح النهر مفعم بالرواسب وتحدث عمليات الارساب ويحدث هذا دائما امام السدود فى اتجاه المنبع حيث ينخفض حجم التصريف الامثل من الرواسب فى خزانات السدود يتم تخزين تصريف النهر من المياه والرواسب أو بعباره اخرى يصبح نظام التصريف مقفولا .

وهناك امثله كثيرة لمشكلات من هذا النوع لانهار يكون فيها الجريان غير منتظم بسبب [redacted] السدود او تغير معدلات سقوط الامطار.... الخ ويمكن تصنيف هذه المشكلات على النحو التالى : ...

أولا : الارساب : $QS > QSe$

١) ارساب فى اتجاه المنبع من خزانات السدود .

٢) ارساب فى خزانات السدود والبحيرات فى اعالى مجرى النهر.

٣) قيام احد الروافد بنقل كميات كبيره من الرواسب الى النهر الرئيسى ، ويحدث ارساب محلى عند منطقه الالتقاء .

٤) تصريف انهار الخوانق على سطح المراوح الفيضيه ، فيحدث منطقة ارساب واسعة .

٥) ترسيب حمولة المجرى صناعيا بالمواد الكيميائية قبل ان تصل الى خزان السد لتتفادى اطماء الخزان . وهذه هى الحالة الوحيدة فى الولايات المتحدة فى سد امبريال

٦) عمليات تنظيم الجريان بالمجرى فيحدث الارساب بعد تنظيف المجرى من

الرواسب والنبات الطبيعي وخفض معدل الانحدار مما يساعد المياه على ترسيب حمولتها لتعيد المجرى الى الحالة التى كان عليها قبل عمليات التنظيف .

ثانيا : النحت : QS < QSe

١) النحت خلف السدود فى اتجاه المصب .

٢) قنوات محفوره فى منطقه رواسبها دقيقة ، وتحمل مياها صافيه .

٣) تعميق المجرى واستقامته مما يز يد من انحداره .

ثبات جوانب المجرى :

والان نوجه انتباهنا الى مشكلات تثبيت المجرى فى نقط محليه قد يحدث فيها نحتا على الرغم من ان مجموع ماينقلة من الرواسب متواز يا بصفة عامه . فقد يحدث النحت من جوانب المجرى وترسب المواد على القاع مما يحدث اخلالا بشكل القطاع العرضى للمجرى ، وكذلك اخلالا باستقامته . ويحدث تحطيم جوانب المجرى اساسا بطر يقتين هما :

الطر يقة الاولى : النحت المباشر وازالة المواد الارضية من على سطح جانبى المجرى .

الطر يقة الثانية : اختلال معدل الضغط على الجوانب (يكون الضغط على الجوانب عاملا من عوامل التثبيت) . مما يحدث انهيارا مفاجئا Sudden Carving او انزلاق Sliding لكتل كبيرة من المواد الارضيه المكونه لجوانب المجرى ، ويحدث اختلال التوازن فى معدل الضغط بالاحتكاك Shear Stress نتيجه عدة عوامل منها : النحت السطحى عند قاعدة منحدر الجوانب ، او عمليات نحت القاع وتعميقه ، او ابتلال الجوانب Saturation عن الحد المطلوب ، وفى وقت يكون الجر يان منخفضا ، او ان معدل انحدار الجوانب شديدا ، أو نتيجة للزلازل الارضيه ، وعند معاينة المناطق التى يحدث فيها تحطيما لجوانب المجرى يجب التدقيق فيما إذا كان سبب إنهيار الجوانب هو

نسيب للنحت المباشر ام كان نتيجة تفاوت معدلات الضغط لان طريقة المعالجة تختلف كثيرا ، فاذا كان انهيار الجوانب نتيجة للنحت المباشر فطريقة الحماية تقتصر على تثبيت جوانب المجرى بالنباتات او اضافة مواد خشنه على السطح ، او تبطين الجوانب بالبناء ، كل هذه الأساليب تجعل اثر سرعه الجريان الشديدة بعيدا عن الجوانب . اما اذا كان انهيار الجوانب نتيجة للعمليات الاخرى فان طرق الحماية يجب ان تشمل على تخفيض معدل انحدار الجوانب ، ودك المواد الارضيه المكونه لضفتي المجرى كي تزيد من درجة المقاومه وتعديل شكل التصريف فى تربات الحقول المجاورة كي تقلل من معدلات تسرب المياه من هذه الحقول الى المجرى عبر الجوانب بالاضافة الى تبطين الجوانب اذا لزم الامر.

هذا وسوف تقتصر مناقشه موضوع عدم ثبات جوانب المجرى على النحت السطحي لهذه الجوانب فقط ، كما سيقتصر الحديث على المواد الارضيه الغير متماسكة المكونه للجوانب ، وذلك لتوضيح اثر ضغط جسم المياه بالاحتكاك على الجوانب .

اثر الضغط بالاحتكاك على انحدار الجوانب :

عندما ترسو جزئيات الرواسب على الجوانب المنحدره للنهر فلا تحتاج الى قوة ضغط عاليه لازالتها بل انها تنجرف من على منحدر الجوانب بسرعة تعادل مقدار وزن الكميات المتراكمة . فى الحقيقة عندما يصل تراكم الرواسب الى حجم الكومه الكبيره ، وتكون زاويه انحدارها كبيرة Angle of Side Slope θ فان مقدار الجاذبية وحدها كافيا لجرف الرواسب الى اسفل منحدر جوانب النهر. لذلك يبدو ان مقدار زاوية المنحدر لها اثر كبير على جرف هذه المواد الارضيه المكونه لجوانب المجرى حيث تثبت هذه المواد وتقاوم عمليات الجرف عندما يكون انحدار الجوانب اقل من Angle of Repose φ زاوية الثبات على المنحدر.

وقد قدم «لان» Lane, E. W., 1957 تحليلا بسيطاً لمقدار الضغط بالاحتكاك لجسم المياه بالمجرى على الجوانب مستخدما معامل (Which (K) is defined for a given gram size)

$$K = \frac{\text{Tc on side slope}}{\text{Tc on flat bed}}$$

هذه المعادلة تنسب مقدار قوة الضغط على الجوانب Tc الى مقدار قوة الضغط على القاع.

كما وضع «لان» وآخرين(٩) تحليل قوى الضغط على ذرات الرواسب على النحو التالى:

$$K = \text{Cos}\ \varnothing\ 1 - \sqrt{\frac{\tan^2\varnothing}{\tan^2\theta}}$$

حيث ∅ = زاوية انحدار جوانب المجرى Angle of Side Slope

θ = زاوية السكون. Angle of Repose

وتظهر بيانات هذه المعادلة فى شكل رقم (٢٧) و يلاحظ منه ان (K) تؤول الى الصفر عندما تقترب قيم ∅ من قيم θ ، وتؤول الى واحد صحيح عندما تقترب ∅ من الصفر، وبالنسبة لقيم زوايا السكون θ لمختلف انواع الرواسب فهى معطاه فى شكل رقم(٢٨) ، ومنه نرى ان θ تزداد عندما تكون الرواسب حادة الزوايا. لذلك تزداد قيمة θ بازدياد حجم جزئيات الرواسب (زيادة الخشونة) وبناء على ذلك يستطيع الباحث ان يحسب مقدار الضغط بالاحتكاك

---

(9) Simons, D.B., 1957, Theory and Design of Stable Channels in Alluvial Materials, Department of Civil Engineering Report. CER No. 57, DB517, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, May 1957.

Simons, O.B., and Albertson, M.L., 1960, Uniform Water Convenyance Channels in Alluvial Materials, Journal of Hydrology Division A.S.C.E., Vol. 86, No. HYS, May 1960, pp. 33072.

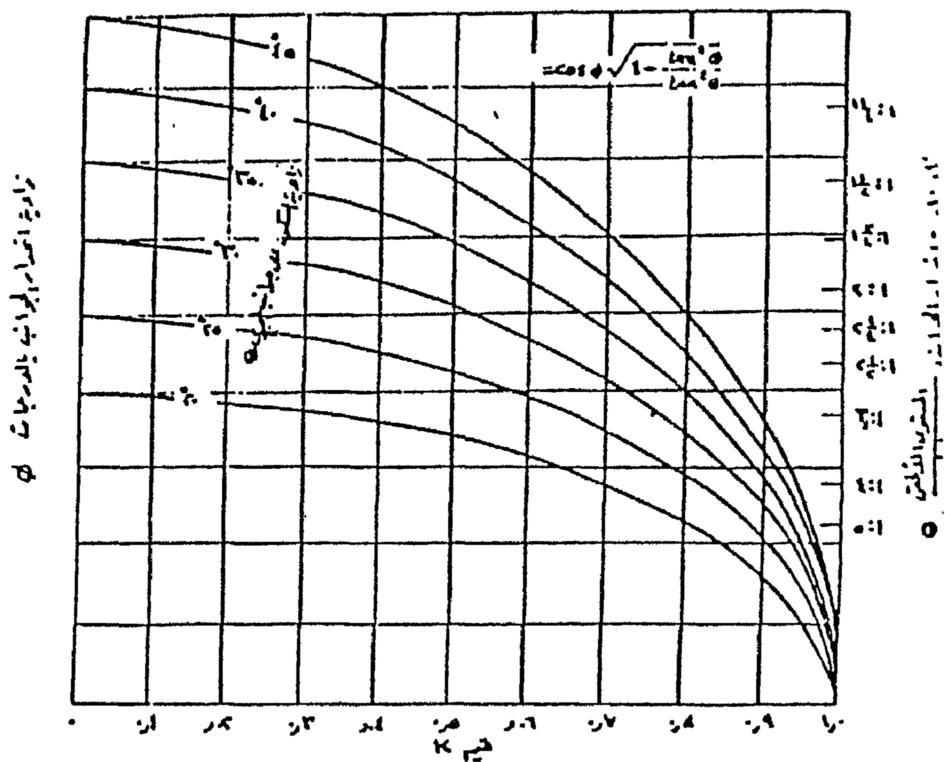
على الجوانب Tc وذلك بتقدير قيمة θ وتحديد معدل انحدار الجوانب وقراءة قيمة R من شكل رقم (٢٧) والناتج النهائي Fic لمقدار قوة الضغط بالاحتكاك على الجوانب يمكن مقارنته بمقدار الاحتكاك الحقيقي على الجوانب لمعرفة ماإذا كانت المواد الارضية المكونة لضفتي المجرى ستتحرك ثم تنهار ام ستثبت فى مكانها . ولكن مقدار الاحتكاك الحقيقي على الجوانب غير معروف فى معظم الاحيان فالدراسات فى هذا الموضوع عديدة نوردها على النحو التالى : . .

أ - توزيع مقدار الاحتكاك فى المجارى المائية :

ليس هناك حلا مرضيا لتحديد الاختلاف فى مقدار الضغط بالاحتكاك على محيط المجرى المائى (القاع والجوانب) . والتحليل الوحيد المعروف بين الاوساط العلمية حتى الان هو الذى قدمه كل من اولسن Olsen وفلورى Florey عام ١٩٥٢ (١٠) مستخدما معادلات التفاضل البسيطة التى تكفى لحل هذه المشكلة ، ولكنها غير مثبته رياضيا كى يمكن استخدامها فى مشكلة من الطبيعه . وفى غياب طريقة صحيحة للحل التى يعتمد عليها فان شكل رقم (٢٩) يوضح بعض النتائج لبعض الدراسات حول توزيع مقدار الضغط بالاحتكاك فى المجرى المائى ، و يوضح هذا الشكل على سبيل المثال انه كلما زاد اتساع المجرى المائى الذى مقطعه العرضى على شكل شبه منحرف Trapezoidal فان اقصى قوة للضغط على القاع (التى قد تصل الى 1.00 Yds) (أى ان مقدار الضغط بالاحتكاك يكون واحد صحيح) واقصى قوة للضغط على الجوانب تتراوح مابين ٠,٧٥ و ٠,٨٠ - كحاصل ضرب كل من الانحدار S فى العمق d فى مقدار وزن قدم مكعب من المياة Y .

---

(10) Olsen, O.J., and Florey, Q.L., 1952, Sedimentation Studies in Open Channels. Boundary Shear Velocity by Membrance Analogy. Analytical and Finite Difference Methods, Laboratory Report No. 5, p. 34, Bureau of Reclamation, U.S. Department of Interior, Washington, D.C., Aug. 1952.



شكل رقم (٢٧) العلاقة بين K ، θ ، ϕ

K = النسبة الضغط على الجوانب إلى الضغط على القاع

θ = زاوية الثبات على المنحدر

ϕ = زاوية إنحدار الجوانب

نقلاً عن : Lane, 1955 P. 1205



شكل رقم (٥٢) متوسط زاوية السكون على جوانب المجرى المحفور في مواد مفككه

نقلا عن سيمونس ١٩٥٧

اما في حالة المجاري المائية المتعرجة Curving Channels فإن خطر نحت الجوانب يكون كبيرا بسبب جنوح التيار المائي على الجانب الخارجي من الثنية . ولقد حاول «لان» Lane (١١) ان يعطي بعض التقديرات (من تجارب معملية) على تقليل قوة الضغط بالاحتكاك على الجوانب لحماية ضفاف المجاري المتعرجة كما هو واضح في الجدول التالي : .

---

(11) Lane, Emory, W., 1955, Design of Stable Channels Transaction A.S.C.E., Vol. 120, pp. 1234-1279.

Simons, D.B., 1957, Theory and Design of Stable Channels in Alluvial Materials. Department of Civil Engineering Report, CER. No. 57, DB. 517, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, May, 1957.

درجة التعرج	قوة الضغط الحديه بالاحتكاك على الجوانب	سرعة الجريان الملائمة لقوة الضغط الحديه
مجرى مستقيم	١,٠٠	١,٠٠
مجرى متعرج قليلا	٠,٩٠	٠,٩٥
مجرى متعرج معتدلا	٠,٧٥	٠,٨٧
مجرى شديد التعرج	٠,٦٠	٠,٧٨

جدول رقم (٥) مقارنة لقوة الضغط الحدية والسرعة الحديه للجريان بين المجارى المستقيمة والمجارى المتعرجة .

ومع ذلك فانه من المفضل ان يحفر القنوات مستقيمة او يمكن انثنائها بدرجة قليلة كى يتركز التيار المائى وسط المجرى المائى(١٢) ، هذا مع عمليات تبطين الجانب الخارجى للثنيه فى الجزء الذى يقع فى اتجاه المصب.

وقد تكون عملية تبطين الجانب الخارجى للثنيه امر غير ضرورى ، كما هو الحال فى نهر ميزورى بالولايات المتحدة .

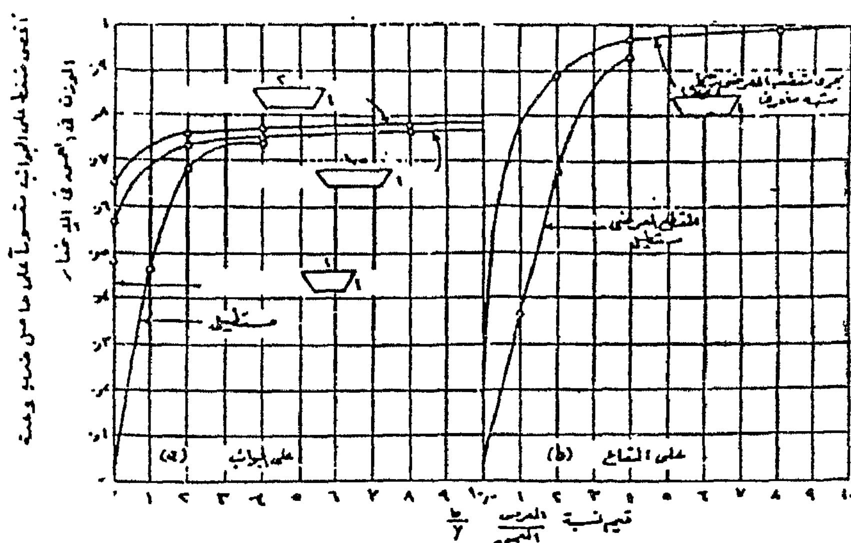
عمليات النحت المحلية نتيجة للمشاريع الهندسية المقامة على المجارى المائية : ..

تحدث المشروعات الهندسية على الانهار مثل السدود او الكبارى والقناطر والخزانات زيادة فى عمليات النحت المحلية نتيجة الاخلال فى حجم الرواسب المنقوله على طول المجرى ، فعند نقاط الكبارى تزيد سرعة الجريان نتيجة قصر مسافة المقطع العرضى ، و يزداد النحت حول دعائم الكبارى نتيجة زيادة السرعة بعد ان تعبر مقدمة الدعامة ، وتزود القناطر ونقط الكبارى عادة باحواض ترسيب

(١٢) تظهر الصور الجويه شكل المجارى المائيه الطبيعيه متعرجه meandered الى اقصى درجة التى عندما يظهر للنهر جوانب واضحه . فاذا تخطى هده الدرجه من التعرج لا تصبح هناك جوانب طبيعيه لمجرى النهر

Yang, Chin Ted, and Song, Chargles, C.S., 1979, Dynamic Adjustments of Alluvial Channels, In Rhods, D.D., and Williams G.P. (Eds.), Adjustments of tl Fluvial System, Kandall Hunt Co. Dubuque, Iowa, 522001

لتبديد طاقة المياه على النحت قبل دخولها عيون القناطر او Settling Basins الى قاع المجرى تحت الكوبرى . ولقد استطاعت ابحاث كثيرة فى هذا الموضوع ان تحدد شكل وحجم هذه الاحواض التى يسيدها المهندسون امام القناطر والجسور على الانهار(١٣) ، ففى الانهار قد لاتفيد هذه الاحواض من الحد من سرعة النحت على الرغم من انخفاض معدل امداد المجارى من الرواسب . وهكذا يجب ان تبنى هذه الاحواض منخفضه بدرجة كافيه لتتحمل الزيادة المحتمله للنحت فى جوانب المجرى .



شكل رقم (٢٩) الحد الأقصى للضغط بالاحتكاك على جوانب المجرى بناء على أحجام مماثلة استخدمت فى هذا الموضوع ويكون W = وحدة الوزن ، y = عمق المجرى ، S_o = الانحدار ، b = عرض المجرى

نقلا عن Lane, 1955 p 12 41

---

(13) Vanoni, V.A., and Brooks, N.H., 1957, Laboratory Studies of the Roughness and Suspended Load of Alluvial Streams, Sedimentation Laboratory Report No. E-68, California Institute of Technology, December, 1957.

Bray, Dale I., and Kellerhals, Rolf, 1979, Some Canadian Examples of the Response of the Rivers to Man made Changes, In RHODES and WILLIAMS (Ed.), 1979, Adjustments of the Fluvial System, Kendall Hunt Co., Dubuque, Iowa 522001.

الفصل الرابع

نظام التصريف النهرى

١ ـ تعريف نظام التصريف .

ـ نظرية بلنك .

ـ نظرية سيمونس وألبرتسون فى نظام التصريف النهرى.

ـ نظرية ليوبولد ومادوك فى الهندسة الهيدروليكية للأنهار.

٢ ـ العلاقة بين حجم التصريف المائى وكمية التساقط .

٣ ـ خصائص حوض التصريف .

الفصل الرابع

نظام التصريف النهرى

مقدمـــــة :

فى الفصل السابق نوقشت معادلات تحديد قوة الضغط على القاع والجوانب والسرعة الحديه وحركة الرواسب بالانهار، و يستخدم المهندسون الغالبية العظمى من هذه المعادلات الرياضية فى أعمالهم الانشائية على الانهار أو فى حفر قنوات الرى أو فى دراستهم للانهار الطبيعية ونحن كجغرافيين نجد أنهمن الضرورى أن نعرض النظريات التى حللت نظم التصريف فى الانهار الطبيعية وهو ما سنوضحه فى هذا الفصل ، ولقد ظهر كم ضخم من الدراسات فى هذا الموضوع ومنذ أن وضع ليبولد ومادوك سنة ١٩٥٣(١) Leopold & Maddock الاساس لنظام التصريف النهرى وكلها تدور حول طبيعة العلاقات بين حجم التصريف المائى والسرعة والعرض والعمق وشكل المجرى المائى وخواص الرواسب والانحدار، ولقد استخدمت هذه العلاقات فى دراسة وتحليل نظام التصريف فى الانهار الطبيعية والصناعية على حد سواء ولقد أطلق البعض على هذه العلاقات نظريات نظام التصريف Regime Theories على الرغم من أن هذه العلاقات لا تتضمن أية نظريات بل كلها نتائج من دراسات طبقت على مجارى نهرية من مختلف

---

(1) Leopold, L.B., and Maddock, T., Jr., (1) 1953, The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications, U.S. Geological Survey Professional Paper, 252.

البيئات الطبيعية ، كما أن هذه النتائج قد استخلصت من توقيع البيانات المأخوذة من قياسات تمت لهذه المجارى على رسوم بيانيه ثم استخلصت منها المعادلات الرياضية التي تبين طبيعية ودرجة العلاقات بين هذه المتغيرات بالنهر وعادة مانوضح العلاقات بين المتغيرات الهيدروليكية للنهر فى ثلاث كميات هى :-(1)

أولا :

المعادلة التى تبين سرعة الجريان المائى والتى تتطلب انحدارا بالدرجة التى تسمح بحركة المياه .

ثانيا :

معادلة لعمق المجرى النهرى .

ثالثا :

معادلة لعرض المجرى النهرى .

وهذه الكميات الثلاثة هى نتيجة لوظيفة كل من حجم التصريف النهرى وطبيعة المواد المكونة للمقطع العرضى ، ولقد ظهرت نظرية نظام التصريف Regime Theory أولا فى الهند نتيجة حفر شبكة ضخمة من قنوات الرى أشرف على تنفيذها البريطانيون أثناء فترة أحتلالهم للهند ، وفى البداية كانت النتائج غير موثوق فيها نظرا لقلة البيانات وعدم اكمال تحليلها ، وتراكم البيانات فى أشكال مختلفه وتركز شديد .

وفى هذا الفصل سوف نعرض لثلاث من أفضل نظريات نظم التصريف النهرى كما سنناقش كيف تحاول المجارى أن تتوازن فى قطاعاتها الطولية والعرضية مع حجم التصريف بطريقة كمية مدعومة بأمثلة توضح كيف يستجيب النهر عندما يختل نظام تصريفه .

---

(1) Leopold, L.B., Wolman, M. G. and Miller, J. P., 1964, Fluvial Precesses in Geomorphology, Freeman San Francisco and London, 252 P

تعريف نظام التصريف :

لاينطبق على نظام التصريف مفهوم محدد ولكن يمكن تفسيره بفكرة عامة أو مفهوم له تفسيراته المتعددة الجوانب ، ولقد حدد الاستاذ بلنك Belenich(٢) أول من دافع عن مفهوم النظام الطبيعي حدد على وجه التقريب مفهوم لنظام التصريف ، بأن النهر يمتلك نظاما يمكن تشبيهه بالاقليم الذى يمتلك صفة أو نظام مناخي معين ، وعلى الرغم من أن التغيرات المناخية التى تحدث من عام الى آخر لم تتح الفرصة لتحليل النظام المناخي تحليلا متكاملا ، فعلى أية حال فإن النظام المناخي معروف وله قوانينه المحددة اكتشفها وحددها العلماء منذ فترة طويلة .

ونظام التصريف من أى نوع هو الذى يشكل الجزء الاكبر من كل مقطع عرضي لمجرى النهر من مواد منقولة أو قد نقلت بواسطة النهر عند مستوى معين من الجريان ، وقد يقال أن النهر هو نظام فى أى قطاع على طول مجراه ، اذا لم يختلف ديناميكيته المقاسه فى فترة زمنية محددة عن ديناميكيته المقاسه فى فترات متماثلة قبلها أو بعدها ، و باختصار فالنهر هو نظام تصل فيه كل المتغيرات الى مستوى من العلاقات التى لاتظهر عنده عمليات نحت أو ارساب ، وان شكل وحدود المجرى والانحدار تظل ثابته دون تغير .

وتعطى معظم طرق تحليل النظام النهرى ثلاث علاقات Equations واحدة للجريان المائى والأخريين تربطا بين عرض وعمق المجرى ، بحجم التصريف المائى وخصائص المجرى ، وهكذا فان انحدار المجرى النهرى وعرضه وعمقه يمكن اعتبارهم متغيرات تابعة Dependent .

نظرية بلنك فى نظام التصريف النهرى

لقد كرس لبنك معظم وقته وجهده فى دراسته لنظرية نظم التصريف النهرى

---

(٢) Blenich, T., 1957, Regime Behavior of Canals and Rivers, Butter Worths Scientific Puplications, London, 522 P.

أكثر من أى فرد آخر فى العصر الحديث وقد أوصى فى أحدث مؤلفاته (٣) باستخدام العلاقات الاتية Equations فى تحليل نظام التصريف النهرى .

$$b = \sqrt{\frac{Fb\ Q}{Fs}}$$

$$d = \sqrt{\frac{Fs\ Q}{Fb^2}}$$

$$S = \frac{Fb^{5/6}\ \ Fs^{1/12}\ \ v^{1/4}}{(3.6)^3\ \ g\ \ Q^{1/6}}$$

حيث : b = متوسط عرض المجرى (الذى يضرب فى العمق فيعطى مساحة المقطع العرضى)

d = متوسط عمق الجريان المائى مقاسا من القاع .

Fb = V^2/b = معامل القاع ، وهومربع متوسط السرعة مقسوما على عرض المجرى .

Fs = V^3/b = معامل الجوانب ، وهومكعب متوسط السرعة ومقسوما على عرض المجرى .

Q = حجم التصريف المائى (قدم مكعب/ثانيه) .

S = معامل الجاذبية .

V = معامل القوام للمياه Viscosity (قدم مكعب/الثانية)

ولقد أوصى بلنك باستخدام بعض القيم المحسوبة لمعامل الجوانب وهى : ١,٠ — ٢,٠ — ٣,٠ للمواد المفككة أو متوسطة التماسك أو شديدة التماسك على الترتيب ، أما معامل القاع فقد أوصى باستخدام العلاقة التالية :

---

(٣) Ibid, P. 522.

$$Fb\ \theta = 1 - Q\ \sqrt{ds}$$

والرمز θ يشير الى أن معامل القاع هذا يستخدم فقط فى الانهار ذات أحجام تصريف صغيرة من مواد القاع ، أما الرمز ds فيدل على حجم جزء الرواسب مقاسا بالمليمتر (التى معظمها رواسب رمليه) أما فى الحالات التى يعظم فيها حجم التصريف عند رواسب القاع (أكثر من ٢٠ PPM) أوصى بلنك باستخدام العلاقات التالية :

$$b = \sqrt{\frac{Fb\ \ Q}{Fs}}$$

$$d = \sqrt[3]{\frac{Fs\ \ Q}{Fb^2}}$$

$$S = \frac{Fb^{5/6}\ \ Fs^{1/12}\ \ V^{1/4}}{(3\ .\ 6)^3\ \ Q^{1/69}\ \ C^{1/2330}}$$

و يدل الرمز C على ارتفاع درجة تركيز الرواسب . وفى هذه المعادلات أوصى بلنك باستخدام معامل القاع (٤) على النحو التالى :

أ ـــ اذا كان معدل سرعة الجريان تحت القيمة الحدية تسخدم المعادلة

$$Fb = Fbo\ \ (1 + \theta - 0.12C)$$

ب ـــ اذا كان معدل سرعة الجريان فوق القيمة الحدية تستخدم المعادلة

$Fb=32.2+\theta - \theta b\ (C - Cc)$ حيث Cc هى درجة تركيز الرواسب فى القاع

---

(٤) افترض بلنك تكوين الكثبان الرمليه dunes تحت مستوى السرعة الحدية المعبر بأن [illegible] المستوى المسطح .

عند السرعة الحدية للجريان أما معامل الجوانب Fs فيستخدم كما هو محدد سابقا فى حالات التصريف المائى العالية أو المنخفضه .

ولقد اشتقت هذه العلاقات من بيانات مأخوذه من قنوات الرى بالهند والتى تتصف بتماسك الجوانب ولا يمكن بأى حال أن تطبق هذه العلاقات Equations على حالات المجارى التى تتكون جوانبها من مواد رملية .
لهذا فان هذه العلاقات لا تستخدم خارج النطاق التى اشتقت منه (الهند) .
مثال (٥)

البيانات التالية مأخوذة لقناة رى بولاية كلورادو الامريكية
حجم التصرف المائى Q = ١٤٦ قدم مكعب فى الثانية
حجم جزئ الرواسب ds = ٣١٨, ملليمتر
درجة حرارة المياه = ٧٧° فهرنهيت
معامل القوام V = ٠,٩٧ × ١٠^٥ قدم فى الثانية
درجة التركيز C = ٢٠٠
المواد المكونة للجوانب متماسكة جدا
معدل الجريان منتظم وتحت معدل السرعة الحدية .

وبما أن درجة التركيز C أكبر من PPM٢٠ وهى PPM٢٠٠ فلابد من استخدام معادلة معامل القاع التى يمكن تطبيقها على المجارى التى تحمل كميات من رواسب القاع .

$$Fb_o = 1 - 9 \sqrt{0 + 318} = 1.07$$

وباستخدام معامل القاع للانهار التى فيها سرعة المياه تحت الحدية

$$Fb = Fb_o \quad (1 + 0 - 0.12C)$$

وبالتعويض فى المعادله عن $= C, \ Fb$

١,٠٧ (١ + ٢,٤) = ٣,٦٤

لذلك فان معامل الجوانب لهذا المجرى المائى Fs = ٠,٣

---

(5) Simons, D.B. and Albertson, M.L., 1960, Uniform Water Conveyance Channels in Alluvial Material, Procedure Am. Soc. of Civil Engrs., Paper 2484 Vol. 86, No. HYS, May, pp. 33-71.

∴ مقدار عرض المجرى $b = \sqrt{\frac{١٤٦ \times ٣,٦٤}{٠,٣}} = ٤٢,١$ قدم

ومقدار عمق الجريان $d = \sqrt{\frac{١٤٦ \times ٠,٣}{(٣,٦٤)^{٢}}} = ٣,٢٢$ قدم

ومعدل انحدار المجرى $S = \frac{(١٠ \times ,٩٧)^{\frac{١}{٤}} \; (,٣)^{\frac{١}{١٢}} \; (٣,٦٤)^{\frac{٥}{٦}}}{(\frac{٢٠٠}{٢٣٣٠} + ١) \; ٩ \; (١٤٦)^{\frac{١}{٦}} \; ٣,٦٣} = ٠,٠٠٠٥١$

أما القيم المقاسه لهذه القناة فى الطبيعة هى الترتيب :ـ

	القيم المقاسه	القيم المحسوبه حسب نظريه بلنك
مقدار العرض	٣٠,٦ قدم	٤٢,١ قدم
مقدار العمق	٣,٥١ قدم	٣,٢٢ قدم
معدل الانحدار	,٠٠٠١٣٥ قدم/قدم	,٠٠٠٥١ قدم/قدم

بمقارنة القيم المقاسه والقيم المحسوبة نجد أن معادلات بلنك أعطت مؤشرات لمجرى مائى عرضه أكبر من الواقع أى أن تقديرات نظرية بلنك لأبعاد النهر مبالغ فيها Over Estimated .

نظرية سيمونس والبرتسون فى نظام التصريف النهرى :

قدم كل من سيمون والبرتسون حديثا مجموعة من الرسوم البيانية يمكن استخدامها فى تحليل المجارى المائية والانهار الفيضية([٦]) ، وتبدو طريقة سيمون والبرتسون فى تحليل نظم التصريف أكثر دقه عن ماسبقتها من طرق لعدة أسباب :ـــ

أولا :

ان هذه الرسوم البيانية مصممة من بيانات كثيرة مأخوذه من بيئات مختلفة ولأنواع عديدة من المجارى المائية تختلف فى درجة تماسك المواد المكونة لها وفى تمثيل هذه الاحصائيات بيانيا ظهرت المجارى المائية مختلفة عن بعضها فأصبح من السهل قراءة كل نوع من هذه المجارى على حده و بوضوح .

ثانيا :

ان هذه الرسوم تعطى معلومات أكثر عن أشكال وخصائص Shape المجرى المائى منها انحدار جوانب المجرى ومتوسط عرض المجرى وأيضا يمكن تحديد عرض المجرى على السطح وعرض المجرى على القاع .

ثالثا :

ان هذه الرسوم البيانية تقدم ثلاث طرق مختلفة فى تحديد معدل الانحدار وتعطى فكرة عند تغير الانحدار على طول المجرى .

ولقد قدم واضعى النظرية جميع العلاقات الرياضية بين المتغيرات الهيدروليكية للنهر فى صورة رسوم بيانية يمكن استخدامها فى تصميم المجارى المائية التى تحفر لأغراض الرى والصرف وكذلك فى تحليل الظاهرات الفيضية للا: الطبيعية ، و بالنسبة لقنوات الرى قدم واضعى النظرية أسلوبا رياضيا يسهل استخدامه لتصميمها ، وقد بنى هذا الاسلوب الرياضى على أساس بيانات مأخوذة من تجارب معملية صممت فيها قنوات ثابتة الجوانب والقاع بحيث لايظهر فيها عمليات نحت أو ارساب واستخدم لذلك مواد أرضية من الرمل والطمى والطين يتراوح حجم جزئياتها بين ٠,١ و ٧,٥ مم و يتضح ذلك فى الجدول التالى .

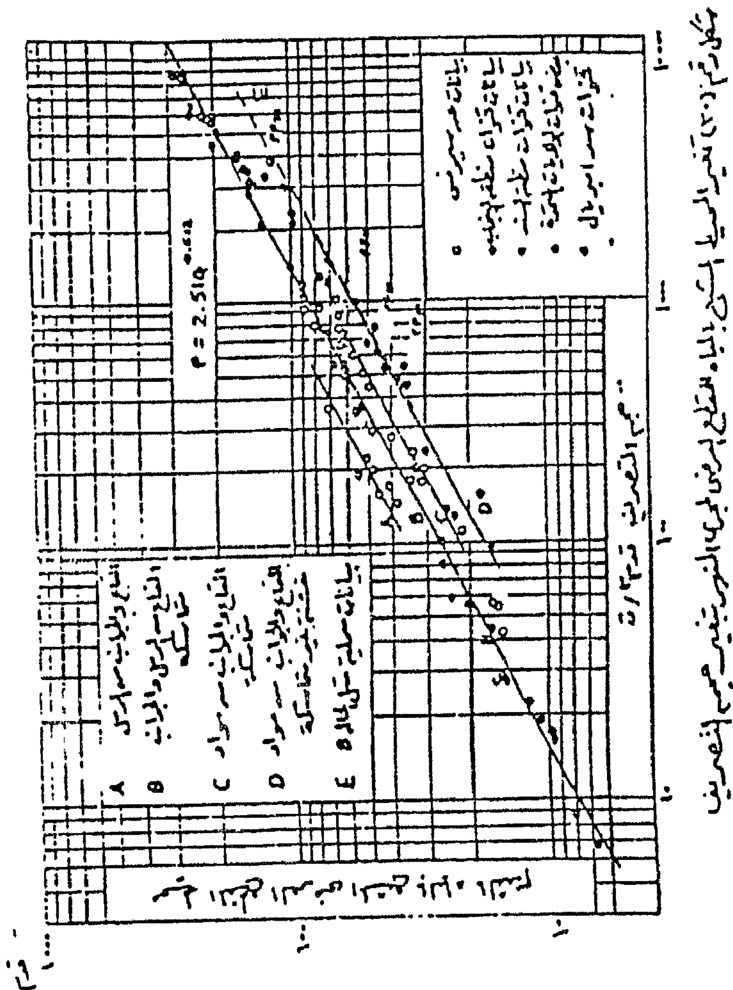
---

(٦) Ibid, pp. 33-71

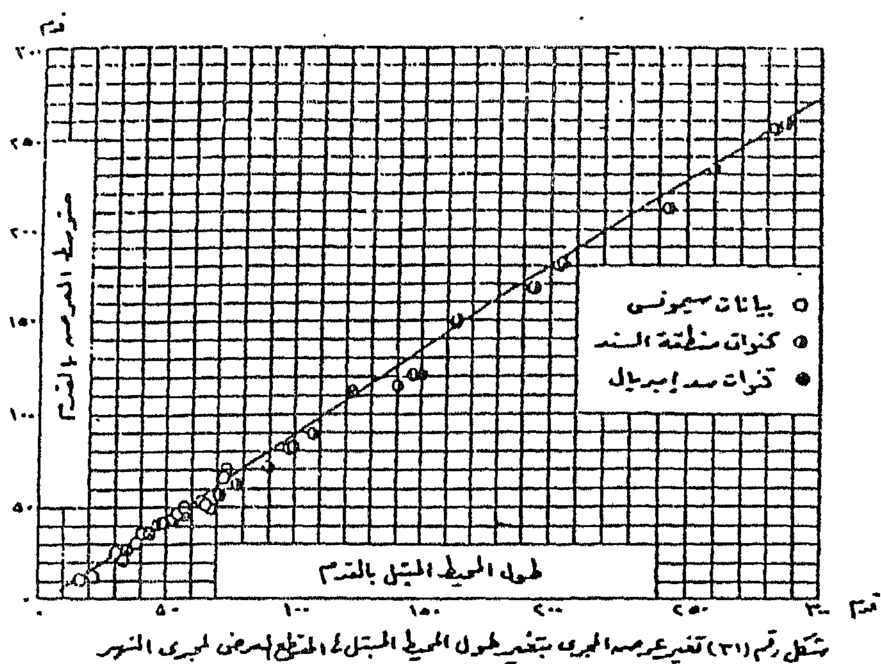
جدول رقم (٦) ملخص لبيانات أخذت لمجموعة من قنوات أخرى استخدمت فى وضع نظرية سيمون والبرتسون لنظام التصريف

موقع القنوات التى استخدمت كتجارب لهذه النظرية	عدد المقاطع الطولية المستخدمة فى الدراسة	حجم التصريف ft^3 / Sec		معدل الانحدار × ١٠$^{-٣}$ ft / ft		متوسط درجة تركيز الرواسب المنصرفة من القناة
		الحد الادنى	الحد الاقصى	الحد الادنى	الحد الاقصى	
وادى سان لويس بولاية كلورادو	١٥	١٧	١٥٠٠	,٧٩	٩,٧	—
اقليم البنجاب بالهند	٤٢	٥	٩٠٠٠	٠,١٢	٠,٣٤	٢٣٨
اقليم السند بالهند	٢٨	٣١١	٩٠٥٧	٠,٠٥٩	٠,١٠٠	١٥٦ — ٣٥٩٠
وادى امبريال بولاية كليفورنيا	٤	—	—	—	—	٢٥٠٠ — ٨٠٠٠
بيانات متفرقة	٣٤	٤٣	١٠٣٩	٠,٠٥٨	٠,٣٨٧	—

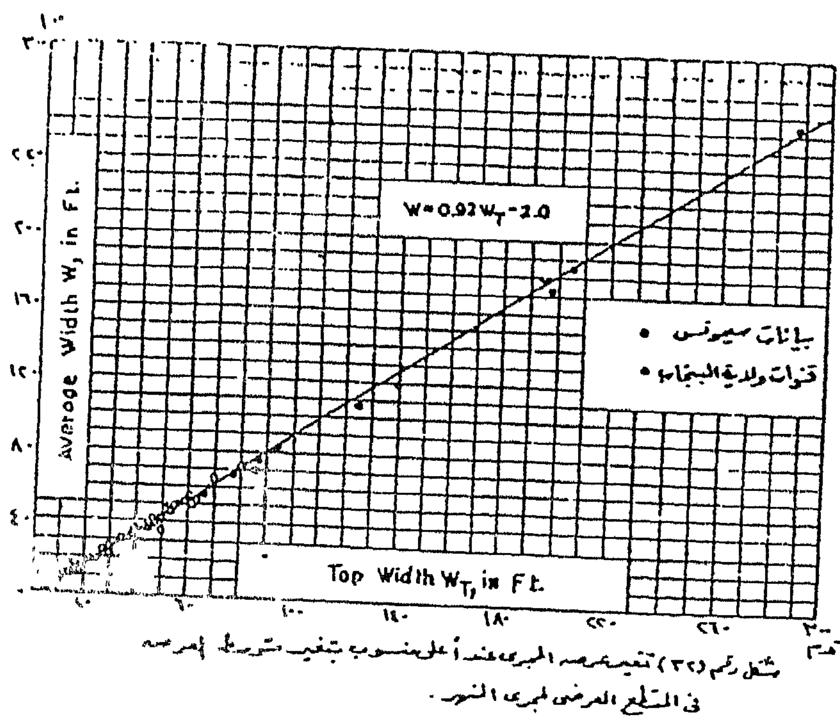
وتوضح الأشكال رقم (٣٠)، (٣١)، (٣٢)، (٣٣)، (٣٤)، (٣٥)، (٣٦) التغيرات التى تحدث بالنهر بتغير حجم التصريف وطول المحيط المبتل وتغير العرض أو العمق أو الانحدار أو حجم الرواسب على القاع



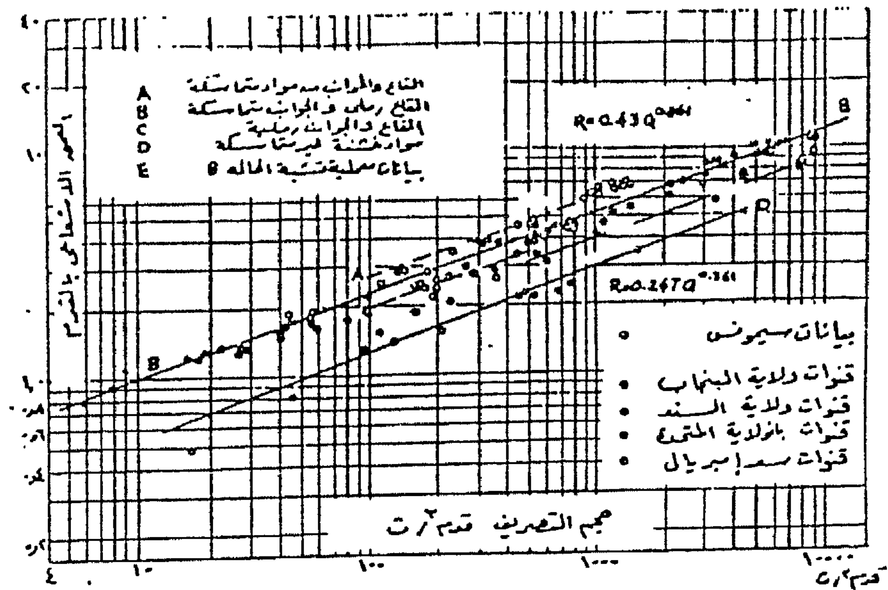
شكل رقم (٣٠) تغير المحيط المبتل بالماء لمقاطع عرضية للمجرى النهرى تبعاً لتغير حجم التصريف



شكل رقم (٣١) تغير عرض المجرى بتغير طول المحيط المبتل في المقطع العرضي لمجرى النهر



شكل رقم (٣٢) تغير عرض المجرى عند أعلى منسوب بتغير متوسط العرض في المقطع العرضي لمجرى النهر.



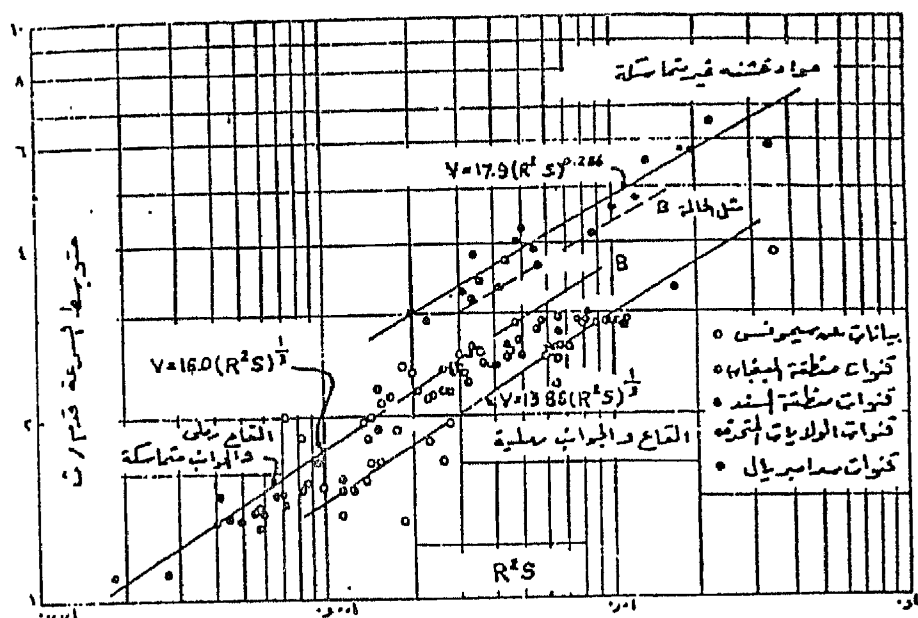
شكل رقم (٣٣) تغير العمق الإشعاعي للمجرى المطور تبعاً لحجم التصريف

بيانات من سيمونس
قنوات منطقة السند
قنوات سماابريال

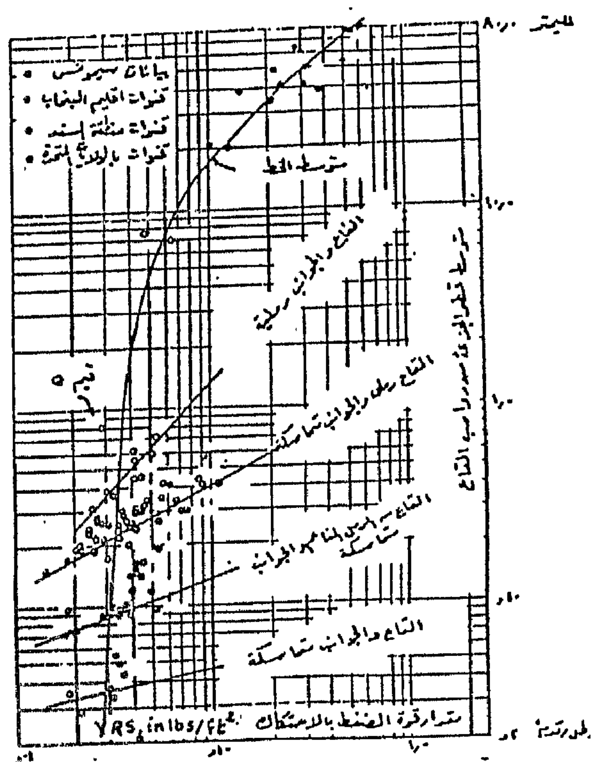
متوسط عمق القاع بالمجرى بالقدم

طول العمق الإشعاعي بالقدم

شكل رقم (٣٤) تغير عمق القاع للمجرى بتغير طول العمق الإشعاعي للمجرى



شكل رقم (٣٥) تغير متوسط سرعة المياه بالمجرى بتغير حاصل ضرب مربع العمق الاشعاعي في انحدار المجرى



شكل رقم (٣٦) تغير مقدار الضغط بالاحتكاك بتغير حجم حبيبات رواسب القاع

نظرية ليوبولدومادوك فى الهندسة الهيدروليكية للانهار.

الهندسة الهيدروليكية للانهار ماهى إلا تمثيلا وتحليلا بيانيا للخصائص الهيدروليكية لمجارى الانهار، و يتضمن هذا التحليل العرض والعمق وانحدار المجرى المائى وحجم التصريف والسرعة ومواد القاع وحمل النهر من الرواسب، وتعتبر مواد القاع متغيرا مستقلا حيث أن خصائصها ترتبط بنوع صخور القاعدة على قاع وجوانب المجرى المائى كما أن جيولوجية حوض التصريف تتحكم أيضا فى خصائص هذه المواد والكمية التى ينقلها النهر من الرواسب، هذه المواد المنقولة تتغير وتصنف طبقا لحجمها طوال رحلتها فى النهر.

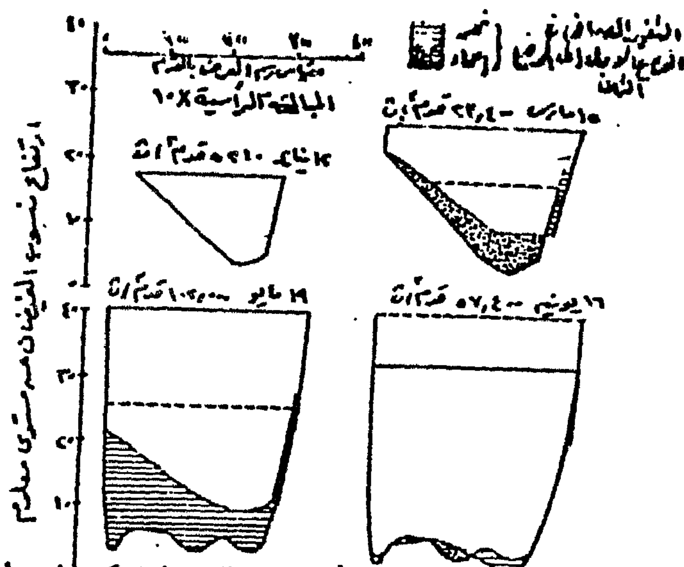
أما التغيرات الاخرى فى النهر فأنها تتفاعل مع بعضها بصورة معقدة يصعب معه معالجة كل على حده، فباعتبارها متغيرات مستقله أو متغيرات تابعه فكلها تعتمد على وجهة نظر الباحث وهدف البحث ذاته، ولتسهيل مهمة القارىء فى هذا المجال سيتم عرض العلاقات بين هذه المتغيرات بصورة جماعيه مع تغير حجم التصريف المائى كمتغير مستقل يتحكم بصورة أساسية فى معدلات تغير العناصر الهيدروليكية للمجرى المائى.

١ ـ العلاقات المتبادلة بين حجم التصريف المائى والسرعة وعرض وعمق المجرى:

حجم التصريف المائى هو كمية المياه التى تسير خلال المقطع العرضى لمجرى النهر فى وحدة زمنية معينة، و يعبر عنها فى معظم الاحيان بالقدم المكعب الثانية، أما العمق فهو عمق المياه بالمجرى، وعرض المجرى هو عرض مسطح الماء عبر المقطع العرضى.

ويمكن ان نتصور فى هذا المجال كمية من المياه تجرى فى مجرى مائى فيضى وأن حالة الجريان فى وقت الفيضان هى جريان منخفض فاذا زاد حجم التصريف يزيد كل من العرض والعمق بالتبعيه، والزيادة فى عمق النهر أحيانا ترتبط بالزيادة فى معدلات النحت فى القاع اذا كانت المواد المكونة للمجرى يسهل نحتها وعلى الرغم من أن عمليات النحت قد لا تبدأ فى اللحظة التى يرتفع عندها

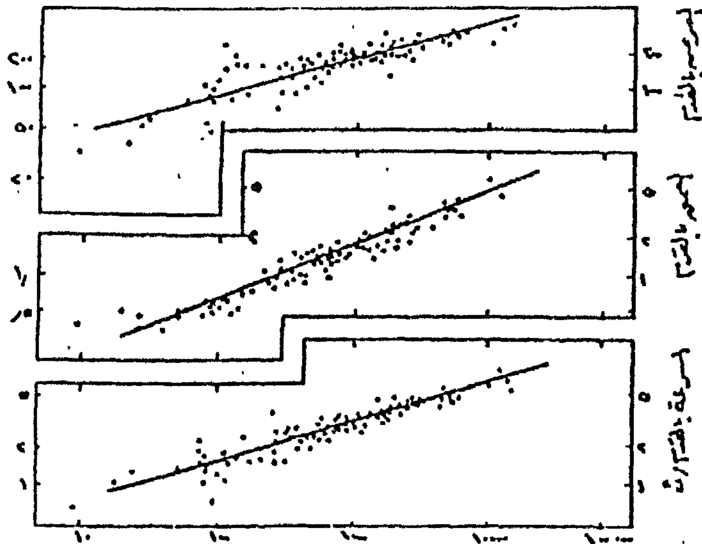
منسوب الفيضان (شكل رقم ٣٧)، وتزداد سرعة المياه أيضا كلما زاد حجم التصريف وذلك استجابة لتضخم مساحة المقطع العرضي وانخفاض معدل الاحتكاك Friction على المياه الجارية.



شكل رقم (٣٧) التغيرات الطارئة في الحجم والشكل بالنسبة للمجرى في نهر كلورادو بولاية أريزونا الأمريكية خلال فترة الفيضان في الفترة من ديسمبر ١٩٤٠ إلى يونية ١٩٤١

ويطلق على التغيرات في أبعاد المجرى وكذلك خصائص الجريان عند المقطع العرضي، التغيرات الهيدروليكية في المقطع العرضي.

كما يمكن تحليل تغير كل من السرعة والعرض والعمق بواسطة وظيفة العلاقة الطردية بين هذه المتغيرات وحجم التصريف (شكل رقم ٣٨).



شكل رقم (٣٨) تغير كل من العرض والعمق والسرعة بتغير المتوسط السنوى لحجم التصريف - البيانات مأخوذة من ليوبولد ومادوك ١٩٥٣

نقلا عن تشورلى ١٩٧٥ ص ١٤٠

والمقارنة بين كل هذه المتغيرات الاربع ليست فى صورة أرقام مطلقة بل فى صورة معدلات تغير بالنسبة لتغير حجم التصريف ، كما أنه ليس من المفيد أيضا أن نقارن معدلات التغير لهذه العناصر فى حالة الفيضان المنخفض مع مثيلتها فى الفيضان المرتفع .

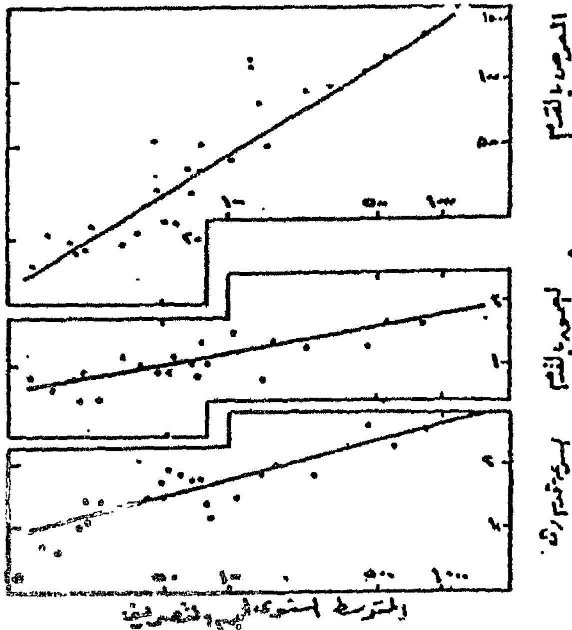
أما التغيرات فى خصائص النهر على طول المجرى فى اتجاه المصب Downstream فيطلق عليها التغيرات الهيدروليكية فى اتجاه المصب ولقد بحث كل ليوبولدومادوك Leopold & Maddock هذه المتغيرات أساسا باستخدام المتوسط السنوى للتصريف المائى وقد وجدا أيضا أن كلا من السرعة والعرض والعمق تتغير فى ضوء علاقتها بمتوسط حجم التصريف السنوى فى صورة علاقة وظيفية طردية Power Function كما وجدا أيضا أن معدلات التغير فى هذه المتغيرات

الاربع فى المقطع العرضى تختلف عن مثيلتها فى اتجاه المصب (شكل رقم ٣٩) وعلى ذلك يمكن رسم المتغيرات فى اتجاه المصب وفى المقطع العرضى فى رسم بيانى واحد (شكل رقم ٤٠) لسهولة المقارنه .

٢ ـ العلاقة بين حجم التصريف المائى وكمية التساقط :ـ

اذا سقطت الامطار على منطقة مافان التربة تتشبع أولا بحاجتها من المياه ثم تفيض المياه وتبدأ فى الجريان على سطح الارض ، و بالطبع تتخير المياه الشقوق والمسيلات الصغيرة Rills أولا ثم تتجمع حتى تكون رافدا يتبع انحداره اتجاه الانحدار العام فى المنطقة ، ومع ازدياد المياه يحدث فيضان واذا استمر ازديادها يصبح سيلا (وهى عادة ماتحدث فى الانهار الجبلية الشديدة الانحدار) .

والسيول عادة تحدث تدميرا فى المنشآت والزرع وخسارة فى الارواح ، وتتغير شدة السيل حسب كمية المطر الساقطة وحسب تشبع التربة بالمياه .



شكل رقم (٣٩)
تغير كل من العرض والعمق والسرعة بتغير حجم التصريف فى المقطع العرضى الواحد

ولذا فعمل تنبؤ للسيول وحجم التصريف المائى الذى ينجم عنها هام جدا ، وكذلك مدى حدوثها لتحدد كيفية الحماية من شرها ، فمن الممكن أن نبنى سدا لقرية تقع فى أحد المسيلات مثلا ، بدلا من أن نضطر لنقلها كليا لأحد التلال ، ونحدد بالطبع أبعاد هذا السد بناء على قياستنا لكمية التساقط وحجم التصريف ونوع التربة .

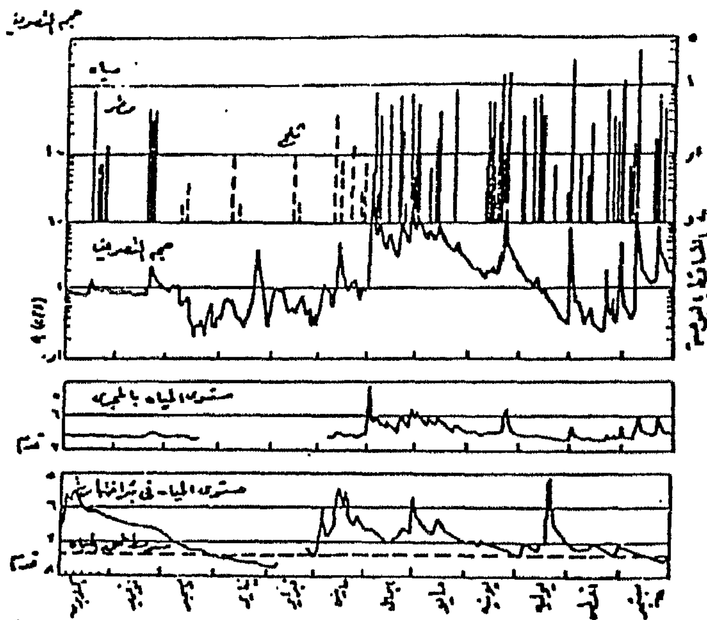
شكل رقم (٤٠)
رسم بيانى يجمع منحنيات تغير خصائص المجرى فى المقطع العرضى الواحد وفى إتجاه المصب

البيانات مأخوذة من ليوبولد وماددك ١٩٥٣
الرسم نقلا عن تشورلى ١٩٧٥ ص١٢٨

كما يمكن أن نتوصل من خلاله الى تقديرات أوليه لحجم التصريف النهرى من المياه مع وجود نسبة خطأ فى هذه التقديرات وأحيانا نهملها ، وأحيانا نأخذها فى الاعتبار، وهناك حد لهذا الخطأ فلوزادت نسبة الخطأ عن ٤٠ ٪ فلا فائدة ترجى من هذا التقدير وهناك حد أدنى لهذا التقدير يمكن أن يعطينا معها فكرة عامه عن طبيعة العلاقة بين حجم التصريف وكمية التساقط بالنسبة للنهر الذى نقوم بدراسته ، و يكون ذلك أكثر دقه اذا تعلمنا كيف نحقق هذه العلاقة فى الطبيعة .

وتتضح العلاقة بين كمية التساقط وحجم التصريف فى الانهار بصورة جلية فى منحنى الهيدروجراف اذا وقعت بيانيا (شكل رقم ٤١)، ولفهم العلاقة بين حجم التصريف وكمية التساقط يجب أن نسجل بيانات عن حجم التصريف كل نصف ساعه أو على الاقل كل ساعه، فطريقة الجريان والزمن امر مهم.

فمثلا حدث فى النهر جريان لمدة ٢٤ ساعة بعد آخر عاصفة مرت بالمنطقة، ونهر ثان حدث فيه جريان ٣ ساعات فقط مع ثبات حجم التصريف، فيكون النهر الثانى أكثر خطورة، فاندفاع المياه مرة واحدة فى وقت قصير يجعل النهر لا يحتمل الكمية ولا يتسع لها فيفيض على الجانبين عكس الذى تمر فيه هذه الكميه بالتدريج فيسعها.



شكل رقم (٤١) منحنى هيدروجراف لأحد الأنهار يوضح التصريف لسنة مائية وعلاقته بالتساقط السنوى من المطر والثلوج وكذلك منسوب المياه فى مجرى النهر ومنسوب المياه فى بئر اختبارية بالنهر الفيضى

ولسوء الحظ فان البيانات المنشوره عن الفيضان فى الولايات المتحدة مثلا أكبر بلاد العالم فى توفير البيانات بها ، هى بيانات عن مناطق محدده ، كما أن هناك مناطق فى العالم الثالث لا توجد عنها بيانات على الاطلاق .

ولكى نقوم بهذه التسجيلات يجب أن يكون لدينا محطة قياس لحجم التصريف عند مصب النهر ، ومحطة قياس للمطر فى أعلى الوادى كما أنه من المستحسن أن يكون لدينا محطة قياس التصرف عند مصب كل رافد ، ومحطة قياس للمطر فى أعلى حوض هذا الرافد .

ولسوء الحظ أيضا لا يوجد هذا الانتشار من محطات القياس حتى فى دول العالم المتقدمه ، و يزداد الحال سوءا عندما تنعدم محطات القياس فى بلد بأكمله لأن وجود هذا التناسق فى توزيع محطات قياس المطر ومحطات قياس التصريف المائى يعتبر ضروريا فى التنبؤ بحجم وزمن الفيضان ، الا أن هذا غير موجود فى الواقع ، وهذا هو الذى يجعل فى تقديراتنا نسبة خطأ تتراوح بين ٥ ــ ١٠٪ والى أكثر من ذلك أحيانا .

التساقط :

قد تختلف أحواض التصريف من حيث المساحة من منطقة الى آخرى ، كما أن أحواض التصريف تختلف من حيث درجة الانحدار من المناطق الجبليه الى المناطق المستوية أو شبه المستويه أو شبه السهلية وهذا يؤثر على تحديد موقع محطة قياس المطر ، فاذا كانت المنطقة جبلية وعرة فانه من الصعب وضع محطة قياس المطر فى أعلى هذه القمم الجبلية ، كما يصعب تعيين أشخاص دائمين لتسجيل هذه البيانات فى هذه الجهات الجبلية الوعرة ، أما المناطق شبه السهليه ، فانه يسهل وضع محطات قياس المطر فيها ، كذلك اذا ذادت مساحة حوض التصريف ، فيجب وضع أكثر من محطة لقياس المطر ، أو على الاقل توضع محطة قياس المطر فى المناطق العليا من حوض تصريف كل رافد يضمه حوض التصريف الكبير واذا قلت مساحة حوض التصريف فيمكن وضع محطة قياس واحدة فيه .

ويجب أن يتم تسجيل كمية المطر الساقطه كل ساعه على الاقل واذا لم يتوفر ذلك يمكن تسجيلها ثلاث مرات فى ٢٤ ساعة ، واذا لم يتوفر ذلك أيضا فيجب على

الاقل تسجيل كمية المطر بعد كل عاصفه ، وفى هذه الحالة يجب أن نضع اناء مطر ذو حجم كبير لنضمن أن كل المياه تتجمع فيه ، ولا ينساب شيء خارجه ، اذا كان الفيضان كبيرا وتزداد البيانات دقه اذا كانت القراءة محدده فى فصل من فصول السنه على مدى ٣٥ سنة .

الجريان السطحى :

الجريان السطحى هو ماينتجه حوض التصريف من المياه مقاسا بالبوصة ٣/ثانيه أو بالقدم ٣/فدان ، وتسجل هذه الكميات من المياه المنصرفة كل شهر ، على سبيل المثال كان حجم التصريف لنهر أشور بالولايات المتحدة فى أحد أيام شهر ينايرعام ١٩٧٥ من حوض تصريفه حوالى ٢٢ , بوصة ٣/ثانية كجريان سطحى ، أخذت فى الاعتبار على أنها نفس كمية التساقط فى ذلك اليوم ، فيمكن أن يعلل ذلك أن كمية التساقط تساوى حجم التصريف ، وانه كان مطر فى اليوم السابق ليوم التسجيل ــ هذا وقد تشبعت به التربة ، ولهذا لم تمتص من كمية التساقط فى اليوم التالى شيئا ، وأن الشمس فى ذلك اليوم لم تكن ساطعة ولم يحدث تبخر بمعدل يذكر .

ومن المفيد هنا أن نتعرف على بعض المصطلحات التى حددتها مصلحة الرى فى الولايات المتحدة على سبيل المثال كلمة Runoff أو الجريان السحطى بالبوصات المكعبة كى توضح عمق المياه المنصرفة من حوض التصريف على أساس ان الحوض كله مغطى بالمياه بنفس العمق وفى نفس فترة التساقط وموزعه توزيعا متجانسا ، اما مصطلح قدم٣/فدان فهو الكمية من المياه التى تغطى فدان واحد فعلى سبيل المثال عندما فاض نهر سوث فى الولايات المتحدة فى شهر يناير ١٩٧٥ ــ حوالى ٥٣٨٠ قدم٣/فدان فان هذه الكمية تساوى مساحة من الارض حوالى ٤٦٠ ميل مغطاه بالمياه بارتفاع قدم واحد .

ومن الممكن استخدام وحدات البوصه أو وحدات قدم٣/ فدان ، ويمكن الحصول على أى من المقياسين من جداول خاصة اذا أريد استخدام احداها وكانت لدينا بيانات مقاسه بالمقياس الأخر ، وعلى الرغم من ذلك فأن أسهل وحدات القياس المستخدمة فى معظم الدراسات الخاصة بالمجارى المائية هى قدم

مكعب/ثانية ، وعلى الرغم من ذلك يجب أن نكون حذرين فى استخدام هذا المقياس لانه مقاس على أبعاد النهر الاساسيه العرض ، العمق ، السرعة ، فهناك تفاوت فى التساقط قد يؤدى الى سيل يفيض خارج النهر والسيل هو مايهمنا فى هذا المجال .

أما من حيث البيانات المتاحة لحجم التصريف المائى فمعظمها مسجلة على أساس المتوسط السنوى وليس على أساس المتوسط اليومى وعلى أساس تسجيل كل عاصفه أو تساقط ، فعلى سبيل المثال سجلت أعلى حجم للفضيان لنهر سوث فى السنه المائيه فكانت ٩٠٦٠ قدم مكعب/ثانية وقد سجلت هذه القيمة فى يوم ٢٧ يونيه ١٩٧٥ بينما يوضح الجدول الخاص بحجم التصريف اليومى لهذا النهر ٥٦٠٠ قدم مكعب/ثانية وهى كمية لاتمثل حجم التصريف الحقيقى ، والسبب فى ذلك أن الذين يجمعون البيانات كانوا يأخذون فى اعتبارهم السنة المائية ككل فيأتوا بالمتوسط لكل التسجيلات اليومية خلال السنه

$$\frac{\text{مجموع القيم}}{\text{عدد أيام السنة المائيه}}$$

وعلى ذلك نقول أنه يجب استخدام البيانات الخاصة بالمتوسط اليومى مباشرة .

وعلى الرغم من أن معرفتنا بتوزيع حجم الفيضان على مدار السنة محدوده جدا وتوزيع العواصف الرعدية التى تتسبب فى سقوط الامطار محدود أيضا فانه يمكن التغلب على هذا النقص الخطير فى المعلومات باستخدام البيانات المتاحة لحجم التصريف المائى وكمية التساقط لفترة كافية (يجب أن لاتقل عن ٣٠ سنه) ويمكن عن طريقها رسم خط اتجاه عام واستخدامه فى عملية التنبؤ .

العلاقة بين التساقط والتصريف المائى :

الجدول التالى يوضح حجم التصريف السنوى لنهر ~~[illegible]~~ سانتا عند مدينة لافييت بولاية ~~انديانا~~ مدينة بالولايات المتحدة ، وتظهر هذه البيانات موقعه على منحنى جميل Gumbel (شكل رقم ٤٣) والذى يوضح منحنى تردد الفيضان لهذا النهر.

بولايـــة ميرلانـــد فـى الفترة ١٩٢٨ - ١٩٥٨

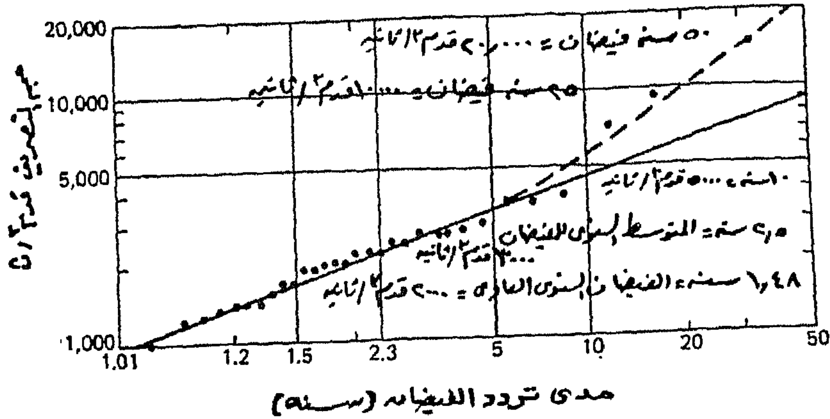
التصريف السنوى		الترتيب	مدى تردد الفيضان
السنة	حجم التصريف قدم٣/ثانية	Rank order	$\frac{N+1}{M}$
١٩٢٨	٣٨٠٠	٤	٨ر٠٠
١٩٢٩	١٦٠٠	٢٤	١ر٣٣
١٩٣٠	١٤٥٠	٢٦	١ر٢٣
١٩٣١	١٧٣٠	٢٣	١ر٣٩
١٩٣٢	١٣٨٠	٢٨	١ر١٤
١٩٣٣	٩٣٠٠	٢	١٦ر٠
١٩٣٤	٢٤١٠	١٣	٢ر٤٦
١٩٣٥	١٤٢٠	٢٧	١ر١٩
١٩٣٦	٢٠٢٠	١٩	١ر٦٨
١٩٣٧	٢٦١٠	١١	٢ر٩١
١٩٣٨	٢٢٨٠	١٤	٢ر٢٩
١٩٣٩	٢١٥٠	١٧	١ر٨٨
١٩٤٠	١٧٤٠	٢٢	١ر٤٥
١٩٤١	١٣٠٠	٢٩	١ر١٠
١٩٤٢	١٤٦٠	٢٥	١ر٢٨
١٩٤٣	٣٦٢٠	٦	٥ر٣٣
١٩٤٤	٢٦٦٠	٩	٣ر٥٦
١٩٤٥	٢١١٠	١٨	١ر٧٨
١٩٤٦	٢٩٤٠	٧	٤ر٥٧
١٩٤٧	١٩٩٠	٢٠	١ر٦٠
١٩٤٨	١٩٩٠	٢١	١ر٥٢
١٩٤٩	٢٢٤٠	١٦	٢ر٠٠
١٩٥٠	٢٢٨٠	١٥	٢ر١٣
١٩٥١	٢٤٢٠	١٢	٢ر٦٧
١٩٥٢	٢٨١٠	٨	٤ر٠٠
١٩٥٣	٧٣٣٠	٣	١٠ر٧٠
١٩٥٤	١٢٤٠	٣٠	١ر٠٧
١٩٥٥	٢٦٢٠	١٠	٣ر٢٠
١٩٥٦	١٥٠٠٠	١	٣٢ر٠٠
١٩٥٧	٩٥٩	٣١	١ر٠٣
١٩٥٨	٣٦٤٠	٥	٦ر٤٠

وتعطي دراسة العلاقة بين التساقط والتصريف المائي مؤشرا واضحا على مدى حدوث تفاوت في توزيع كل من التساقط والتصريف المائي على مدار السنة فاذا حسبنا معادلة الارتباط بين كمية التساقط وحجم التصريف و وجدنا أن الارتباط ضعيف فذلك يدل على أن كمية التساقط لاتصرف كامله فيتسرب جزء منها في التربه وجزء آخر يفقد عن طريق التبخر.

وأحيانا يكون التحليل الاحصائي مضللا فمثلا ارتفاع قيمة العلاقة لاتعنى توقع حدوث سيولا فقد يكون المجرى المائي قادرا على استيعاب الفائض من المياة عن حاجة التربة والنبات.

فسواء كانت النتيجة الاحصائية تدل على وجود علاقة أو عدم وجود علاقة فان فهمنا لطبيعة الانهار وميكانيكية حدوث الفيضانات تجعلنا في وضع نستطيع من خلاله فهم وتحليل هذه العلاقة، ولحسن الحظ فاننا في أغلب الاحيان عندما ندرس مائية الانهار فاننا نعني دراسة ووضع نموذج للعلاقة السببيه Casual Relationship بمعنى أن الامطار سببا في الجريان السحطي، كما أن معظم المؤشرات الاحصائية تتبع المنهج الاحتمالي، فليس كل حجم تصريف نتيجة مباشرة للتساقط فقد يكون للخصائص الطبيعيه لحوض التصريف نسبة عاليه من تأثير التساقط على التصريف، ولذلك فان معدل التصريف في أي نهر يعتمد أساسا على كل الظروف المحيطة بحوض التصريف من التساقط والتبخر والتسرب في التربة، ومعدل الانحدار، طول شبكة التصريف، نسبة الغطاء النباتي ومعدلات ونوع استخدام الارض ..... الخ.

وفيما يلي عرض للجوانب المساحية لأحواض التصريف وكذلك الجوانب التضاريسية وخصائص شبكة التصريف.



شكل رقم (٤٢) منحنى تردد الفيضان لنهر سانتا بولاية ميريلاند

سادسا خصائص حوض التصريف

أولا : الجوانب المساحية :

هى صفه لمربع الطول وهى المحيط الرئيسى الاجمالى للجريان أو انتاج الرواسب ، ولكى نقارن مساحات أحواض التصريف بطريقة مفيدة ينبغى أن نقارن أحواضا بنفس قيمة الرتبة ، ولقد تحققت الدراسات من أن مساحة الحوض تتزايد أسيا مع رتبة المجرى ، ويمكن أن يتم رسم محيطات أحواض الرتب الاولى ، والثانية ، والرتب الاعلى على خريطة طبوغرافية بمقياس كبير ، فمساحة حوض Au رتبه ما U يتم تحديدها على أساس انها اجمالى المساحة المسقطة على المستوى الافقى ترفد انسيابا سطحيا لأجزاء مجرى رتبة مابمافيها روافد الرتبة الدنيا فمساحة حوض الرتبة الرابعة A_4 ستجمع مساحات أحواض الرتب الاولى والثانية والثالثة أضافة الى عناصر السطح الاخرى(٧) .

علاقة المساحة بالطول :

على فرض صلاحية قوانين أطوال المجارى المائيه ومساحات الاحواض التى

---

(٧) Strahler, A., N. 1957, Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, Am. Geophys. Union Trans., Vol. 38, PP 913-920.

ترتبط فيها الخاصيتين فى دالة أسيه مع الرتبة فان طول المجرى الاقصى (مقاسا باتجاه المنبع حتى نقطة ماعلى المجرى حتى تقسيم المياه) يتم توقيعه بيانيا مقابل مساحة منطقة التصريف التى ترفد الى المجرى فوق النقطة المحددة .

ولقد أوضحت الدراسة أن العلاقة الخطية قوية وخاصة عند استخدام لوغريتمات كلا المتغيرين كما فى المعادلة التالية(٨) .

$$L = 1.4\ Ad^{0.6}$$

علاقة المساحة بكمية التصريف :

أثبتت الدراسات صحة المعادلة التالية

$$Q = j\ A^{m}$$

حيث Q = مقياس ما لكمية التصريف فى القدم المكعب/لكل ثانية (مثل متوسط الفيضان السنوى) .

و A = مساحة منطقة التصريف فى وحدات مساحية مناسبة و j و m = أسان يتم اشتقاقهما بواسطة خط الانحدار المناسبة للبيانات المستعان بها .

ولقد توصل(٩) Strahler الى قيمة «لأس m» يقع فى المدى مابين ٠,٥ ، ١,٠ .

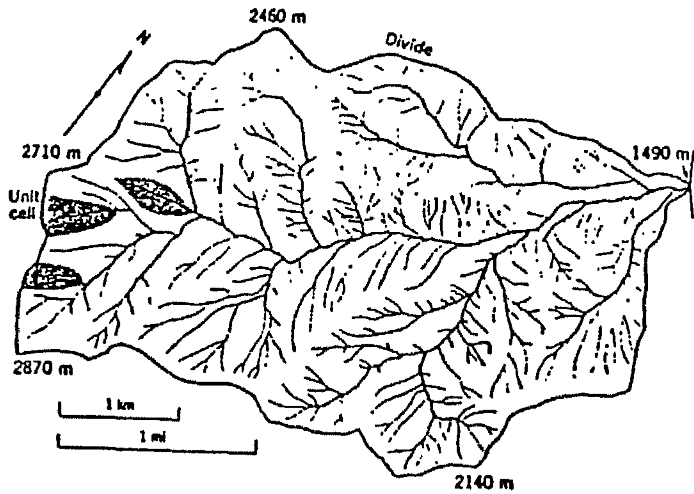
وهناك خصائص مساحية أخرى لحوض التصريف مثل شكل الحوض-Out-line form والتعبير الكمى لشكل الحوض يمكن أن يوجد من خلال معامل الشكل E وهوعبارة عن نسبة عديمة الابعاد لمساحة الحوض Au الى مربع طول الحوض Lb كما تبينه المعادلة التاليه . $Lb = Au^{y}$

(٨)Hack, J. T., 1957, Studies ot longtudinal stream profiles in Virginia and Maryland: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 294-8 pp. 45-97.

(٩) Strahlr, A., N., 1957, Opcit.

ولقد أوردت الدراسات الحقليه بواسطة كل من(١٠) Miller نسبة الاستدارة وعلاقتها بحجم التصريف وكذلك(١١) Schumm نسبة الاستطالة وعلاقتها بحجم التصريف ودالة الشكل.

أما كثافة التصريف Dd فهى مؤشر هام لابعاد عناصر شكل الارض الخطيه فى طبوغرافية النحت النهرى(١٢) Horton وتمثل كثافة التصريف أيضا تعبيرا عن اقتراب فراغات المجارى.



---

(١٠) Miller, V.C., 1953, A Quantitative Geomorphic Study of Drainage Basin Characteristics in the clinch Mo.area Virginia and Tennesseee. Dept. of Geology, Columbia Univ., contract N6ONR271-30. Tech. Report 3, 1-30.

(١١) Schumm, S.A., 1956, Evolution of Drainage Systems and Slopes in Badlands ant Perth Emboy, New Jersey : Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 67, pp. 597-646.

(١٢) Horton, R.E., 1945, Erosional Development of Streams and their Drainage Basins : Hydrophysical approach to Quantitative Morphology : Ged. Soc. Am. Bull., Vol. 50, pp 275-370.

ثانيا : الجوانب التضارسية لاحواض التصريف :

التضرس H يمثل فرق الارتفاع بين نقاط المراجعة و يتم تحديدها فى أحدى الطرق العديدة كما يلى :ـ

- التضرس الاقصى ، هو فرق الارتفاع بين النقاط الاقل والادنى ضمن منطقة ذات حدود معطاه .
- تضرس الحوض الاقصى ، هو فرق الارتفاع بين مصب الحوض والنقطة الاعلى على محيط الحوض .
- وهناك وسيلة أخرى لقياس التضرس هى الحصول على فرق الارتفاع بين نقطة على منطقة التصرف ونقطة أخرى على خطوط الكنتور مثل ممر الانسياب السطحى(١٣) .
- ويمثل مقياس التضرس مؤشرا للطاقة الكامنه لنظام التصريف بفاعلية «تأثير» الارتفاع فوق نقطة معطاه .

(١٣) Strahler, A. N., 1965, Introduction to Physical Geography, New York, John Wiley and Sons, P. 902.

ويوضح الجدول التالى الخصائص الفزيوغرافية لحوض التصريف وطريقة قياسها.

م	المقياس	الرمز الانجليزى	الرمز العربى	معادلة الدقة	كيفية الاستخراج
١	مساحة الحوض الكلية	A	ح		القياس بالبلانيمتر ـ بالمربعات
٢	مساحة أحواض الرتبة الاولى	A1	ح ١		القياس بالبلانيمتر ـ بالمربعات
٣	المساحة بين كل كنتور وآخر			مساحة النطاق الكنتورى	القياس بالبلانيمتر ـ بالمربعات
٤	طول محيط الحوض	P	ب		القياس بعجلة القياس
٥	طول الحوض	L	ل		القياس بالمسطرة: وهو المسافة الممتدة بين مصب الحوض وأبعد نقطة على المحيط موازيه لخط المجرى الرئيسى
٦	رتبة حوض التصريف	N	—		وهى رتبة المجرى الرئيسى (أعلى رتبه فى الحوض)
٧	عدد مجارى كل رتبة	Nb	ع ١		بالعد
٨	أطوال مجارى كل رتبة	Lo	ل ١		بعجلة القياس
٩	طول المجرى الرئيسى	Cm	ل م		بعجلة القياس ، بالمقسم: وهى الطول من المصب الى المنابع
١٠	سقوط المجرى الرئيسى	Hc	س م	Hc = Source - outlet	الفرق فى الارتفاع بين مخرج الحوض والمنبع
١١	عدد انثناءات خطوط الكنتور				بالعد (عدد كل انحناءة باتجاه المنابع ـ وهى دليل على عدد المجارى فى الحوض).
١٢	أطوال خطوط الكنتور	Lc	ط ك		بعجلة القياس
١٣	أعلى نقطة على المحيط				من الخريطة الكنتوريه (أعلى نقطة فى الحوض)
١٤	أدنى نقطة عند المصب				من الخريطة الكنتوريه (أدنى نقطة فى الحوض)
١٥	التضرس المحلى فى المربع				تقسيم الحوض الى مربعات مساحة كل مربع ٦,٢٥ كم٢ (١٠٠ سم٢) حسب مقياس رسم الخريطة واستخراج الفرق بين أعلى نقطة وأدنى نقطة داخل المربع ، وصفها فى وسط المربع
١٦	التضرس المطلق فى المربع				تقسيم المنطقة الى مربعات مساحة

					كل مربع ٦,٢٥ كم٢ (١٠٠ سم٢) حسب مقياس الرسم وايجاد أعلى نقطة داخل كل مربع ووصفها فى وسط المربع .
١٧	القمم		ق		مرتفعات معلومة تحيطها كنتورات مغلقة .
١٨	نقط المناسيب				ارتفاعات لا تمثلها كنتورات .
١٩	تضرس الحوض الاقصى	Hb			الفرق فى الارتفاع بين أعلى نقطة وأدنى نقطة فى الحوض .
٢٠	كثافة التصريف	Dd	ث	$Dd = \frac{EL}{A}$ EL A	قسمة اجمالى اطوال المجارى على المساحة أطوال المجارى المساحة
٢١	تكرار المجرى	Fs	ت	$Fs = \frac{N}{A}$	N = عدد المجارى A = المساحة
٢٢	متوسط أطوال مجارى كل رتبة		م ط	$Zl = \frac{Lu}{Nu}$	Lu = أطوال مجارى رتبة ما Nu = عدد مجارى رتبة ما
٢٣	نسبة طول مجارى رتبة ما	rL	ن ط	$rL = \frac{Zu}{Zu+1}$	Zu = متوسط أطوال مجارى رتبة ما Zu+1 = متوسط أطوال مجارى رتبة تالية
٢٤	نسبة التشعب	Rb	ن ش	$Rb = \frac{Nu}{Nu+1}$	Nu = عدد مجارى رتبة ما Nu+1 = عدد مجارى رتبة تالية
٢٥	المعدل المرجح لنسبة التشعب	WRb	م ن ش	$W Rb = \frac{\Sigma(Rb \times Nu + Na+1)}{\Sigma N}$	= نسبة التشعب فيما بين بين رتبة ما والتى تليها Nu و Nu+1 = مجموع عدد مجارى كل درجتين .
٢٦	النسبة	P	روو	$P = \frac{rL}{Rb}$	rL = نسبة طول مجارى رتبة ما Rb = نسبة التشعب .
٢٧	شدة التصريف	Di	ش ت	$Di = \frac{Fs}{Dd}$	Fs = تكرار المجرى Dd = كثافة التصريف
٢٨	كثافة المجرى النسبية	Fd	ث م	$Fd = \frac{Fs}{Dd^2}$	Fs = تكرار المجرى Dd^2 = مربع كثافة التصريف
٢٩	نسبة تقطع مجارى الحوض	Rd	ن ق	$Rd = \frac{N}{P}$	N = عدد مجارى الحوض P = محيط الحوض .
٣٠	معدل المسافة بين المجارى (تشبه ثبات صيانة المجرى)	C	م ف	$C = \frac{A}{EL} = \frac{1}{Dd}$	A = مساحة الحوض EL = اجمالى أطوال المجارى

٣١	نسبة التضرس	R	ان ض	$R = \frac{Hb}{L}$	Hb = تضرس الحوض (هو الفرق في الارتفاع بين أعلى نقطة وأدنى نقطة) L طول الحوض (المسافة الأفقية)
٣٢	التضرس النسبى	Rm	ت ض	$Rm = \frac{Hb}{P}$	Hb = تضرس الحوض P = محيط الحوض
٣٣	العدد الهندسى	G	ع هـ	$G = HD / Sg$	Hb = تضرس الحوض Dd = كثافة التصريف Sg = انحدار الأرض (زاوية)
٣٤	عدد الخشونة	Rg	ع خ	$Rg = Hb \times Dd$	Hb = تضرس الحوض Dd = كثافة التصريف
٣٥	زاوية انحدار الأرض (ظل الزاوية)	Sg	ز ض	$Sg = H \times 2Dd$	Hb = تضرس الحوض Dd = كثافة التصريف
٣٦	انحدار المجرى الرئيسى	Si	[illegible]	$Si = Hc / CM$	Hc = سقوط المجرى الرئيسى (الفرق فى الارتفاع بين مخرج الحوض والمنبع) CM = طول المجرى الرئيسى
٣٧	متوسط منحنى الانحدار أ) متوسط عرض النطاق الكنتورى	M		$M = \frac{Am}{Lm}$	Am = مساحة النطاق الكنتورى Lm = متوسط طول خطى الكنتورى
	ب) ظل زاوية الانحدار	T		$T = \frac{V}{m}$	V = الفاصل الرأسى m = متوسط عرض النطاق الكنتورى
٣٨	المنحنى الكلينوجرافى	Cc		$Cc = \frac{d\sqrt{tt}}{1 \times \sqrt{a} - \sqrt{b}}$	d = المساحة الرأسية (الفاصل tt = النسبة التقريبية ( ) a = المساحة المحصورة بأى خط كنتور b = المساحة التى تلى المساحة (a) المحصورة

٣٩	نسبة الانحدار	rs		$rs=Sc/Sg$	بأى خط كنتور Sc = انحدار المجرى Sg = انحدار الأرض
٤٠	قيم زوايا الدخول بين الرتبة الأولى و بين رتبة كل حوض				
	أ) ظل زاوية المجرى الرئيسى (زاوية الدخول)	Sc		$H = Sc = \frac{H}{Lc}$	H = الفرق بين أعلى نقطة وأدنى نقطة Lc = طول المجرى الرئيسى
	ب) ظل زاوية انحدار الأرض	Sg		Sc / Sg	H الفرق بين أعلى نقطة وأدنى نقطة Lt = طول المجرى الرافد
	جـ) نسبة الانحدار	Sc/Sg			Sc = ظل زاوية انحدار المجرى الرئيسى Sg = ظل زاوية انحدار المجرى الرافد (الأرض)
٤١	قيمة زوايا الدخول	COS ZC		$ZC = \frac{Sc}{Sg}$	COS جتازاوية الدخول هو النسبة بين ظل زاوية انحدار المجرى الرئيسى الى ظل زاوية انحدار المجرى الرافد (الأرض)

مقاييس آخرى لحوض التصريف *

نسبة عرض المجرى الرئيسي	WR	ن ع	$WR = \frac{A}{L2}$	A = مساحة الحوض L2 = مربع طول المجرى الرئيسي
طول الانسياب السطحي	Lg	ط س	$Lg = \frac{1}{2\ Dd\ \sqrt{1-(Sc/sg)^2}}$	2Dd = ضعف كثافة التصريف $(Sc/sg)^2$ = مربع نسبة انحدار المجرى الى انحدار الارض .
طول الانسياب السطحي (معدل المسافة الافقيه)	Lg		$Lg = \frac{1}{2Dd}$	2Dd = ضعف كثافة التصريف
معامل الشكل	F	ل ل	$F = \frac{A}{L2}$	A = مساحة الحوض L2 = مربع طول الحوض
نسبة الاستداره	C	س ى	$C = \frac{4\ tt\ A}{P^2}$	4ttA = أربع أضعاف حاصل ضرب النسبة التقريبية والمساحه P^2 = مربع المحيط
نسبة الاستطاله	E	س ط	$E = \frac{2\sqrt{A\ /tt}}{L}$	A = مساحة الحوض tt = النسبة التقريبية (٢٢/٧) L = طول الحوض
نسبة الشكل الكثرى	K	ن ك	$K = \frac{L2}{4A}$	A = مساحة الحوض
قرينة انحدار الحوض	S	ق ن	$S = \frac{\sqrt{m-n}}{A}$	m = أعلى نقطة فى الحوض n = أدنى نقطة فى الحوض A = مساحة الحوض
انحناءات المحيط النسبيه (Compactness)	Sc		$Sc = (P^2\ /\ A)\ /\ 4tt$	P = طول المحيط tt = النسبة التقريبيه (٢٢/٧)
نسبة النسيج	T	ع	$T = \frac{N}{P}$	N = عدد انحناءات خطوط الكنتور P = محيط الحوض

* Schumm, S., 1977, The Fluvial System, John Wiley, Ne. York

الفصل الخامس

المياه تحت الأرضية وعملياتها الچيومورفية والأشكال الناتجة عنها

العمليات الچيومورفية للمياه تحت الأرضية .

١ ــ ظاهرة الحفر العميقة .

٢ ــ الكهوف وما بها من ظاهرات چيومورفية .

٣ــ البوجــاز.

الفصل الخامس

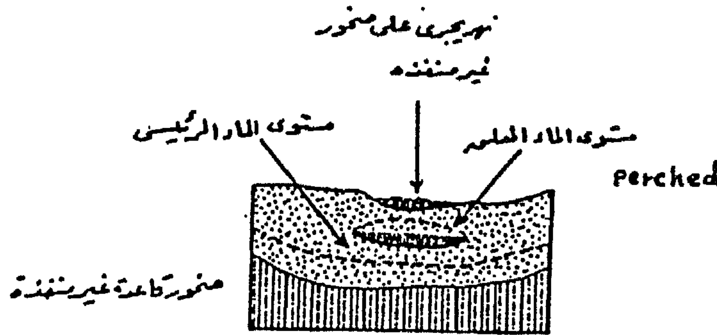
المياه تحت الأرضية وعملياتها الجيومورفية والأشكال الناتجة عنها

ليست كل التراكيب الجيولوجية ملائمة لتخزين هذه المياه فى صخور قشرة الأرض حيث أن هناك البعض منها غير ملائم لتجميع وحجز المياه تحت الأرضية ومصادر المياه تحت الأرضيه Underground Water تتمثل أساساً فى مياه المطر وظاهرات التساقط الأخرى من ثلج وندى و برد وغيرها مما يتسرب الى داخل قشرة الأرض عبر مسام الصخور خاصة عندما تكون صخور عالية النفاذية و يطلق على هذه المياه « المياه الجوفية » . Meteoric Water

والمصدر الثانى للمياه تحت الأرضية هى تلك المياه التى تبقت بعد عملية تبلور المعادن من الماجا المتداخلة فى الصخور وتتميز بإرتفاع درجة حرارتها وقد يتسرب جزء منها الى المستويات القريبة من سطح الأرض وتختلط بالمياه الجوية سابقة الذكر وتظهر فى صورة ينابيع أو عيون كما هو الحال فى تلك الينابيع الحارة فى مناطق النشاطات البركانية وعندنا فى مصر أمثلة كثيرة مثل العين السخنة عند الطرف الشمالى لخليج السويس وعين حلوان و بعض العيون الطبيعية بالصحراء الغربية مثل العين الموجودة بالواحات البحرية وعموماً يعد هذا المصدر مصدراً محدوداً للمياه تحت الأرضية يمثل نحو ١٠ ٪ تقريباً منها وعادة مايحتوى على أنواع عديدة من الأملاح الذائبة .

وهناك مياه محجوزة خلال الفراغات الموجودة بين ذرات الصخور الرسوبية التى تتميز بمساميتها مثل الحجر الرملى Sandstone والذى قد يظهر فى شكل عدسات كبيرة تحاط

بصخور عديمة المسامية تحتبس فيها المياه فى صورة خزانات ثابتة بمعنى ان المياه بها مقيدة الحركة وتطلق عليها المياه المخزونة Connate Water (شكل ٤٣)



شكل رقم (٤٣) مستوى الماء المعلق (المحجوز)

وعادة ماتطلق على المياه تحت الأرضية سواء كان مصدرها الأمطار ومظاهر التساقط الأخرى أو أبخرة الصهارة النارية أوغيرها بالمياه الجوفية ولكن فى الواقع أن هذا التعبير يطلق أساساً على المياه الكبيرة العمق خاصة تلك التى يكون مصدرها النشاط البركانى (المواد المنصهرة) وأحيانا مايطلق عليها المياه النشطة Juvenile Water .

واذا كانت هذه المياه تتسرب الى الصخور التحتية عن طريق مسام الصخور والشقوق والمفاصل وغيرها الا أن بعضها قد يعود الى السطح بفعل الخاصية الشعرية Capillary Action أوعن طريق امتصاص جذور النباتات وان كان الجزء الأعظم منه يتبقى فى باطن القشرة الأرضية حيث يؤثر كثيراً فى الصخور المختلفة كما سيتضح فيما بعد .

العوامل المتحكمة فى المياه تحت الأرضية :

تتحكم فى وجود وحركة المياه تحت الأرضية عوامل عديدة تتمثل فى الميل العام للطبقات الصخرية الحاوية للمياه والصور التركيبية المختلفة مثل الصدوع والفواصل والقواطع الرأسية والأفقية ومسامية الصخر Porosity وقدرتها على الانفاذ والامرار.

وفيما يلى دراسة تفصيلية للعوامل الثلاثة الأخيرة لما لها من قدرة كبيرة على التحكم فى حركة المياه تحت الأرضية.

أولاً : مسامية الصخر: و يقصد بها النسبة بين حجم الفراغات الى الحكم الكلى للصخر وهى عادة نسبة مئوية ومن نتاج هذه النسبة يمكن بسهولة المقارنة بين مسامية الصخور بعضها ببعض فعلى سبيل المثال لو أن واحد لتر من الرواسب يحتوى على ٣, . لتر من الماء عند تشبعه فإن مساميته تساوى ٣٠ ٪ وبالطبع فإن المسامية تختلف من صخر الى آخر فهى تتراوح من أقل من ١ ٪ فى الجرانيت الخالى من الشقوق unfracted Granite الى أكثر من ٤٠ ٪ فى الحجر الرملى الضعيف فى تماسكه والى ٥٠ ٪ فى كل من الطين والصخر الطباشيرى بينما تتراوح فى الحجر الجيرى Limestone مابين ٥ ٪ الى ٢٠ ٪ وفى الصخر الجيرى الدلوميتى الى أقل من ٥ ٪.

ومسامية المواد الرسوبية تعتمد أساساً على شكل وترتيب جزئياته ودرجة تصنيفها وتلاحمها وتماسكها عند ترسيبها (١) وعلى إذابة المواد القابلة للإذابة بعد ذوبانها وإذا كانت درجة مسامية الطين والطباشير Chalk أكثر من درجة مسامية الحجر الرملى فإن مرور الماء بالأخير يكون أسهل وأسرع نسبياً بينما لا يمر خلال الطين والحجر الطباشيرى و يرجع ذلك الى وجود خاصية أخرى تتحكم فى تحرك المياه تحت الأرضية وهى خاصية النفاذية.

---

(١) فاذا ما كانت الحبيبات متجانسة فى حجمها كانت أكثر مسامية من الرمال المكونة من حبيبات مختلفة الاحجام حيث تتجمع الحبيبات الصغيرة فى الفراغات التى بين الحبيبات الكبيرة ، كما أن الحبيبات ذات الزوايا الحادة Angular تقلل المسامية بفعل تداخل الزوايا فى الفرغات البينية كما أن ترسيب مواد كيماوية فى الفراغات يقلل من مساميتها.

ثانياً : النفاذية أو الانفاذ

ويمكن تقسيم الصخور من حيث نفاذيتها الى صخور منفذة Permeabile وصخور غير منفذةImpermeabile ونفاذية الصخور أو التربة عبارة عن قياس لقدرتها على مرور المياه بين حبيباتها سواء كانت مسامية أو غير مسامية فنجد على سبيل المثال أن الطين صخر مسامى ولكنه فى نفس الوقت صخر غير منفذ بينما الرمل منفذ جيد للماء و يرجع هذا بالطبع الى أن حبيبات الطين صغيرة جداً و بالتالى تكون شديدة التقارب من بعضها البعض والنتيجة الطبيعية لذلك مسام صغيرة للغاية تؤدى الى أن يمسك الماء فى هذه المسام بواسطة الخاصة الشعرية (٢) وعادة ما تكون الصخور المنفذة مسامية والصخور عالية المسامية ليس شرطاً أن تكون عالية النفاذية فصخر الخفاف البركانىPumice صخر عالى المسامية بدرجة كبيرة ولكنه منخفض للغاية فى درجة نفاذيته ويمكنه أن يطفو فوق الماء لعدة أيام و يرجع ذلك الى أن فراغاته (مساحة)Pores غير متصلة ببعضها ومن الصعب على الماء أن يتسرب اليها .

ومن العوامل الهامة التى تؤثر على نفاذية الصخور حجم الحبيبيات Grains والذى يؤثر بدوره على حجم مسامها و يعد الزلط والرمل والحجر الرملى Sand-stoneمن الصخور التى تتميز بأنها مسامية ومنفذة حيث أن عدم احتواءها على جزئيات دقيقة تقلل من احتكاك الماء بها بقدر الامكان بعكس الحال مع التكوينات الدقيقة كالصلصال والطفل والتى رغم أنها عالية المسامية فإنها تمثل بمسامها شديدة الضيق أسطحا ضخمة للاحتكاك مما يؤدى بها الى بطء حركة المياه بها و بالتالى فهى غير منفذة اذا لم توجد بها شقوق ومفاصل تسمح بمرور الماء خلالها و يطلق على تحرك الماء فى هذه الحالة بالإمرار وتستوى فى ذلك مع الصخور غير المسامية مثل الكوارتزيت والدلوميت والجرانيت والبازلت وغيرها حيث أن وجود الشقوق فى هذه الصخور غير المسامية يؤدى الى تحرك المياه بها و يطلق عليها

---

(٢) يحيى محمد أنور ومحمد العربى فوزى ، الجيولوجيا الطبيعية والتاريخية ، والاسكندرية ، ص١٩٦ .

حينئذ صخوراً ممررة Perious Rock لتمييزها عن الصخور المنفذة بالماء وهنا لا يتحرك خلال حبيباتها ولكنه يتحرك فى أنابيب طبيعية تمثلها الشقوق Cracks والمفاصل Joints والصدوع Faults وغيرها .

وعموماً فإن النفاذية التى تتميز بها بعض الصخور تعد من أكثر العوامل التى تؤثر فى حركة المياه التحت أرضية والتى بدورها تتأثر باختلاف معدل النفاذية للصخور المختلفة ويمكن حساب هذا المعدل بطرح مجموع معدل التبخر Eva-poration Rate ومعدل الانسياب من معدل التساقط Precipitation من الأمطار وإن كان هناك خطأ فى العملية الحسابية من الاحتمال حدوثه فى تحديد معدلات التبخر والانسياب وسقوط المطر (٣) .

والمثال التالى يوضح هذا الكلام فإذا افترضنا أن معدل التساقط فى الأقليم «أ» فى اليوم ١٠٠ مم فى الكيلومتر المربع ومعدل التبخر ٢٠ مم فإنه بطرح الاثنين ينتج معدل المياه الجارية والتى تمثل بدورها احتياطى المياه الجارية فى الانهار وروافدها وفروعها فى الكيلومتر المربع يضاف اليها مياه الينابيع والعيون والآبار فإذا ماضرب هذا الرقم فى مساحة الاقليم بالكليومتر المربع فيكون الناتج كمية المياه التى يمكن الحصول عليها فى الاقليم من المصادر التى ذكرناها ولابد أن نستثنى بالطبع جملة الاستهلاك الآدمى والحيوانى لأن معدله محدود للغاية بالنسبة للمعدلات الأخرى .

وباختصار يمكن تصنيف الصخور بالنسبة لعلاقتها بالمياه تحت الأرضية الى :
أولاً صخور مسامية منفذة Porous & Permeable Rocks وهذه تعطى للمياه حرية التحرك وتعد بالتالى خزانا للمياه تحت الأرضية وتتمثل أحسن تمثيل فى صخور الحجر الرملى وعندنا فى مصر الحجر الرملى النوبى Nubian Sand-stone بالصحراء الغربية والذى ترجع تكويناته الى العصر الكريتاسى

---

(٣) يطلق فى كثير من الاحيان على مجموع المياه المنسابه على السطح والمياه المتسربة حتى عمق محدود فى صخور القشرة الارضيه بالمياه الجاريه حيث يعتبر المخططون أن الكمية المتسربة تعد احتياطى من المياه لاى تخطيط مستقبلى فى أى أقليم يراد تخطيطه عمرانيا . أو زراعيا أو صناعيا .

الأسفل و يعد مصدر المياه بالآبار والينابيع بواحات سيوة ، البحرية والوادى الجديد وغيرها كما قد تمثل صخور الحجر الجيرى Limestone أيضاً خزانات للمياه الأرضية وذلك نظراً لسرعة تكون الفواصل والشقوق بها .

والنوع الثانى[٤] صخور مسامية غير منفذة Porous & Impermeable Rocks مثل الحجر الطينى Mudstone وحجر الجفاف والطباشير والصلصال وغيرها والنوع الثالث عبارة عن صخور غير مسامية وفى نفس الوقت ممررة Pervious مثل الصخور النارية Igneous Rocks التى يكثر بها الشقوق والمفاصل الصخرية والنوع الرابع يتمثل فى صخور غير مسامية Non Porous وغير ممررة Non Pervious مثل الحجر الجرانيتى الخالى من الشقوق والمفاصل .

منسوب ونطاقات المياه تحت الأرضية (شكل ٤٣) :

يطلق على مستوى الماء تحت سطح الأرض منسوب المياه تحت الأرضية Underground Watertable وهو باختصار الحد الأعلى للمياه تحت الأرضية وهو عادة مايتميز بتعرجه وذلك تبعاً للشكل العام لتضاريس سطح الأرض ويختلف عمقه من منطقة الى أخرى فهو يرتفع تحت التلال عنه تحت أو قرب الأودية وذلك فى الأقاليم التلية ذات الأمطار المتوسطة حيث يصل عمقه مابين بضعة أمتار الى عدة أمتار تحت السطح وفى الأقاليم الجافة حيث تقل الأمطار و يزداد التبخر و ينخفض منسوبة كثيراً ونجده ملاصقاً للسطح تقريباً وذلك قرب الأودية دائمة الجريان Permanent Stream والبحيرات والكتل المائية الأخرى كما نجده يصل الى منسوب سطح البحر عند الشواطىء shores وفى المناطق المتباينة فى تضاريسها بين مرتفعات ومنخفضات قد يحدث أن يتقاطع هذا المنسوب مع سطح الأرض ولهذا السبب قد تنشأ المستنقعات swamps وذلك فى المنخفضات الطبيعية Natural Depressions التى أوجدتها عوامل التعرية المختلفة ـــ مثل منخفض وادى النطرون والقطارة وغيرها والتى تتميز قيعانها

---

(٤) لى الطبقات الصخريه المساميه غير المنفذه والتى تحوى على كميه كبيره من المياه يطلق عليها خزانات جوفيه

بوجودها تحت منسوب المياه تحت الأرضية وهنا تبدو المياه فى هذه المنخفضات فى شكل برك Ponds وبحيرات ، وفى الأقاليم المناخية الرطبة نجد أن مستوى الماء ينطبق تقريباً مع مستوى المياه تحت الأرضية فى المناطق المحيطة بها وعلى هذا نجد أن نشع المياه Seepage التحت الأرضية بالاضافة الى الجريان السطحى المباشر يؤدى الى استمرار الأسطح المائية على مدار السنة وأمثلة هذه البرك من المياه العذبة توجد بكثرة فى أمريكا الشمالية وأوربا حيث تمتد سهول رملية وحصوية من نتاج التعرية الجليدية تشتمل على تجويفات Excavations وحفر كنتيجة لذوبان الكتل الجليدية (°) وعدم امكانية تصريفها لانخفاض قيعانها عما حولها من مناطق ، والعديد من البرك السابقة من هذا النمط قد امتلأت بالمواد العضوية Organic Materials وذلك نتيجة لنمو النباتات المحبة للماء Water Loving Plants بها وتحولت الى أسطح منخفضة تكون قريبة جداً من منسوب المياه تحت الأرضية شكل رقم (٤٣) .

وحيث توجد مياه أرضية فى أى منطقة فإنها تظهر فى ثلاث نطاقات أو ثلاث مناطق أقربها الى السطح النطاق الجاف أو مايعرف بمنطقة عدم التشبع Un-Saturation Zone وهى منطقة لا تحتوى سوى على قدر محدود للغاية من المياه وقد تحتوى مسامها بجانب الماء اليسير من الهواء واذا ماوجدت مياه هنا فهى عبارة عن مياه عالقة Suspended Water تختلف فى سمكها من منطقة الى أخرى تليها الى أسفل منطقة متوسطة التشبع Zone of Intermittent Saturation- يوجد بها الماء فى الشقوق الضيقة والمسامات شديدة الضيق مثل مسام الحجر الطينى وذلك نتيجة لامتصاصه بالخاصة الشعرية ثم أخيراً منطقة التشبع الدائم Zone of Permanent Saturation وتمتلىء كل الشقوق والمسام بها بالمياه وقد يصل عمقها الى مئات الأمتار أو أكثر وذلك حسب التراكيب الجيولوجية بالمنطقة وبالنسبة للحد الأعلى فهو كما ذكر أقرب الى أسطح فى المناطق الرطبة عنه فى المناطق التى يتميز مناخها بالجفاف ويختلف مابين الشتاء والصيف فهو

(°) Strahler, A., & Strahler, A., 1982, Elements of Physical Geography, 4th Ed., John Wiley, New York, p. 2/2

يرتفع شتاءاً و ينخفض صيفاً تبعاً لنظام سقوط الأمطار وقد يتسبب وجود طبقة غير منفذة بين الصخور الحاملة المياه فى تغير المنسوب الأصلى للمياه تحت الأرضية .

والواقع أن المنطقة غير المشبعة تنقسم الى ثلاثة نطاقات ثانوية هى :

(أ) نطاق رطوبة التربة Soil Moisture

(ب) النطاق الأوسط Intermittent Zone

(جـ) نطاق الخاصة الشعرية Capillary Fringe

والحدود بين هذه النطاقات الثلاثة الثانوية قد تكون غير واضحة و يقع النطاق « أ » تحت السطح مباشرة و يعد ذو أهمية خاصة نظراً لأنه المنطقة التى يحصل منها النبات على حاجته من الماء وتفقد جزءا من مياهها بواسطة التبخر أو النتح Transpiration بواسطة النباتات والتى بدورها تزيد من اتساع أسطح التبخر من الأوراق والجذوع وغيرها ، وقد تصل جذورها الى النطاق « جـ » وهو اطار الخاصة الشعرية وقد يمتد الى أسفل حتى منطقة التشبع الدائم و يسحب جزءا من المياه المخزونة وتعمل على تخفيض مستوى المياه الجوفية وأشهر هذه النباتات التى يمكنها الوصول الى هذه الأعماق عن طريق جذورها أشجار الصفصاف Willows وأشجار الأرز Cedars .

حركة المياه تحت الأرضية وتقدير سرعتها :

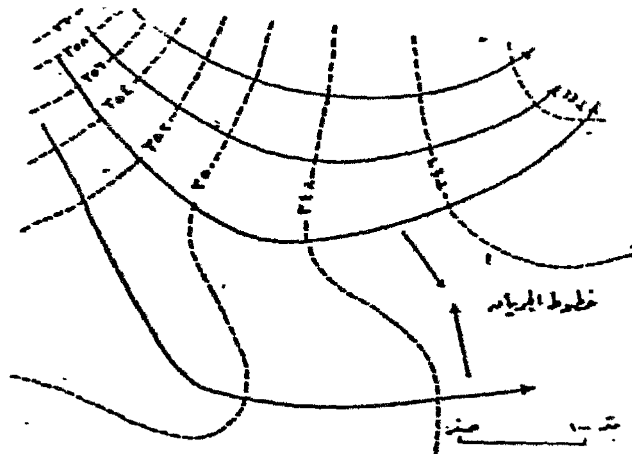
يطلق على المياه عندما تتحرك ببطء خلال النطاق المشبع بالمياه من قشرة الأرض بالتخلل Percolation والتخلل يعتمد أساساً على درجة الميل الهيدروليكى hydraulic gradient واتجاه المياه يتأثر بالعنق وتباين الصخور فى درجة نفاذيتها بالإضافة الى ميل الطبقات الرسوبية sra-ta slope كما أن اختلاف درجة الضغط الهيدروستاتيكى على الماء تحت الأرضى يؤدى الى تحركه خلال الممرات وذلك من مناطق الضغط الأعلى تحت التلال الى مناطق الضغط الأقل تحت الأودية .

وجدير بالذكر أن التغير فى ارتفاع مستوى الماء تحت الأرضى (تبعاً للتغيرات الفصلية فى سقوط المطر) يكون أكبر تحت التلال منه تحت الأودية ، كما أن العمق الذى يتسرب اليه الماء من السطح يتباين من منطقة الى أخرى تبعاً للمسامية

والنفاذية المميزة لكل صخر ففي بعض الصخور المنفذة يصل الماء السطحي فى تخلله الى أعماق بعيدة تصل الى آلاف الأمتار بينا فى الصخور غير المنفذة نجد أن القليل جداً من الماء يتجمع عند أعماق تتجاوز بضعة مئات من الأمتار واذا كانت الممرات المنفذة تتجه مباشرة الى أسفل ، وذلك بسبب ميل الطبقات الصخرية المنفذة أو وجود منطقة تشقق ذات نفاذية عالية ــ فإن الماء قد يتجه الى أسفل نحو أعماق بعيدة . وفى الصخور النارية والمتحولة نجد أن النفاذية تكون أساساً وظيفة عدد وحجم الشقوق فلو كانت الشقوق نادرة أو غير موجودة فان فرصة وجود مياه فى أعماق بعيدة تكون نادرة للغاية وعادة لا تزيد أعماق ما استطاع أن يتعمق منها عن بضعة عشرات من الأمتار.

وأما عن سرعة المياه تحت الارضية فإنها تتوقف عادة على عدة عوامل أهمها حجم الحبيبات ومقدار النفاذية والضغط الهيدروليكى واختلافه من منطقة الى أخرى واختلاف درجة حرارة الماء والتى تؤثر بدورها على مقدار اللزوجة Viscosity شكل رقم (٤٤)

والمعادلة التالية وضعها د. أرسى D.Arcy سنة ١٩٥٦ لحساب سرعة المياه تحت الأرضية (٦) .



شكل رقم (٤٤) خريطة كنتورية لمستوى الماء الأرضى توضح اتجاه حركة خطوط الجريان
(الناصر الرئيسي) عن وارد ١٩٧٧ .

---

(٦) فخرى موسى وآخرون ، مرجع سبق ذكره ، ص٢٢٣.

Ward, W.H., 1945, The Stability of Natural Slopes, Geographical Journal, 105, p. 107-197

وهى تتلخص فيما يلى :

$$ع = \frac{م \cdot هـ}{ل}$$

ع = سرعة المياه تحت الأرضية بالمتر فى اليوم .

م = مقدار ثابت يعتمد على نوع الطبقة التى تمر فيها المياه ويمكن إيجاده عن طريق التجارب المعملية .

ل = المسافة التى تنتقل اليها المياه مقاسة بالمتر.

وقد وجد أن متوسط السرعة خلال الرمال الناعمة (التى يتراوح حجم حبيباتها ما بين ٠٠٥, الى ٢٥, مم) ٠٢١, متر فى اليوم تزداد فى الرمال متوسطة الحجم (من ٢٥, الى ٥, مم) الى ٣٥, . متراً فى اليوم وتصل الى أكثر من مترين خلال الرمال الخشنة Course Sands والى عشرة أمتار خلال الزلط والتكوينات الحصوية الأخرى .

وهناك معادلة أخرى لحساب سرعة المياه تحت الأرضية أوجدها هازن Hazen سنة ١٨٩٢ وأدخل فيها تأثير درجة الحرارة ، الخاصة بالماء على سرعته .

ويجدر القول أن ما نحصل عليه من نتائج من المعادلتين السابقتين تمثل سرعة عمود من الماء له نفس مقطع الطبقة المنفذة التى يمر بها ، ولإيجاد السرعة الحقيقية للمياه التى تمر خلال مسام الطبقة المنفذة يجب الأخذ فى الاعتبار مقدار النفاذية فإذا رمزنا للسرعة خلال المسام بـ ع س وسرعة المياه تحت الأرضية بالرمز ع والنفاذية بالرمز ف فإن (٧)

$$ع_{س} = \frac{ع}{ف}$$

تداخل الماء المالح

عندما يلتقى منسوب المياه تحت الأرضية بشاطىء بحر أو بحيرة أو مسطح مائى

---

(٧) للتفصيل يمكن الرجوع للمرجع السابق ص ٢٣٤ .

ما فإنه يأخذ شكل قطع ناقص وذلك لالتقاء مياه البحر المالحة بالمياه تحت الأرضية وتبدو المياه العذبة فى شكل عدسة ضخمة ذات أوجه محدبة وسطحاً علوياً محدباً حيث ترتكز فوق المياه المالحة الأكثر منها كثافة وكثيرا مايحدث اختلاط بينها فى منطقة التقائها وتبدو العدسة العذبة وكأنها طافية Floating فوق المياه المالحة حيث تدفعها الأخيرة الى أعلى لتقبع فوقها وتبلغ نسبة الكثافة بين المياه العذبة والمياه المالحة بصفة عامة ٤٠ الى ٤١ ولو فرض أن منسوب الماء الجوفى عشرة أمتار فوق مستوى سطح البحر فإن قاع عدسة المياه العذبة يكون ٤٠٠ م تحت مستوى سطح البحر أى قدر ارتفاع منسوب المياه تحت الأرضية ٤٠ مرة (٨) . وتمتد المياه تحت الأرضية العذبة تجاه البحر على بعد قليل من خط الشاطىء وعند ضخ مياه الآبار الملاصقة للساحل فإن الخط الفاصل بين الماء المالح والماء العذب يتزحزح الى أعلى ولذلك يجب التوقف عن عمليات الضخ عند الوصول الى منسوب المياه المالحة .

وتؤثر حركات المد والجذر Tide على منسوب المياه تحت الأرضية قرب مناطق الشواطىء حيث أن مستوى مياه الآبار الساحلية عادة مايتمشى مع مستوى مياه المد أو أقل منه قليلاً ولذلك فمعظم مياه الآبار الساحلية لها تأثير ضار بسبب مايحتويه من أملاح الصوديوم والمغنسيوم وغيرها .

وقد تمت دراسات عديدة على المياه تحت الأرضية فى مناطق مختلفة من العالم ومنها شواطىء هولندة ، ووجد أن هناك علاقة تربط بين كثافة الماء المالح وبين سمك الماء العذب الذى يطفو فوقه وهذه العلاقة يبينها القانون الآتى :

$$\frac{ع}{م} = (ث - ١)$$ (٩).

ع = سمك طبقة الماء العذب فوق سطح البحر

م = سمك طبقة الماء العذب تحت سطح البحر

---

(8) Strahler, A.N., 1974, Physical Geography, John Wiley and Sons, London and New York, p. 275

(٩) يحيى محمد أنور ومحمد العربى فوزى ، مرجع سبق ذكره ، ص ٢١٣ .

العمليات الجيومورفية للمياه تحت الأرضية والأشكال الناتجة عنها :

الواقع أن اقتراب منسوب مستوى الماء الأرضي من السطح ــ بحيث يدخل فى نطاق قدرة الخاصة الشعرية ــ ينتج عنه رفع الماء الى السطح حاملاً معه الأملاح الذائبة Solved Salts والتى تكون قشوراً ملحية بيضاء أو بنية اللون وقد يتسبب فى حالات خاصة نتيجة لوقوف الماء الأرضي مدة طويلة تكون طبقة صماء فى المنطقة الواقعة فوق سطح هذا المستوى مباشرة أثر تفاعلات حيوية وكيماوية فى ظروف لا هوائية ينتج عنها تبادل الأصول القاعدية Base Exchange وهى الكالسيوم والصوديوم والبوتاسيوم بحيث تنتج فى بعض الأحيان رواسب Deposits من الجبس (كما كب أ ٤) وفى البعض الآخر تظهر كربونات الصوديوم لتحول الطبقة الى طبقة غير منفذة . وقد وجد من تجارب على أعمدة من الأراضى المختلفة مشبعة بالماء Saturated with Water ومعرضة للتبخر evaporation أن أثر مستوى الماء الأرضى على رطوبة سطح التربة ينعدم فى الأراضى الرملية الخشنة إذا مازاد عمق المستوى فيها عن ٣٥ سم و ينعدم فى الأراضى الرملية الناعمة والطميية الثقيلة على بعد ٧ و٨ سم بالترتيب . وعلى هذا الأساس يمكن القول بأن مستوى الماء الأرضى يفقد أثره على الرطوبة فى طبقة ما اذا زاد عمقه عنها بالمقادير سالفة الذكر.

والحقيقة أن أكبر تأثير للمياه تحت الأرضية يظهر فى تلك المناطق من العالم التى تمتد بها مساحات كبيرة من الحجر الجيرى والدلوميتي القابلة للإذابة Soluble والتى ينتج عنها أشكال مورفولوجية مميزة تعكس بوضوح الظروف الليثولوجية Lithological Conditions

والحجر الجيرى صخر كلسى يذوب مع المياه الأرضية التى تحتوى على حمض الكربونيك Carbonic Acid و ينتج عن ذلك العديد من أشكال سطح الأرضى التى يطلق عليها ظاهرات الكارست نسبة الى اقليم كارست بشبه جزيرة استريا بيوغوسلافيا على البحر الأدرياتي والذى تتمثل فيه معظم ظاهرات سطح الأرض الكارستية ونظراً الى أن الحجر الجيرى من أكثر صخور قشرة الأرض انتشاراً فإن الظاهرات الشبيهة بالكارست Karst like توجد فى العديد من أجزاء العالم من المناطق المدارية مثل جاميكا وفيتنام الى الأقاليم المعتدلة مثل الوسط الغربى

ث = كثافة ماء البحر فى المنطقة

١ = كثافة الماء العذب .

معنى ذلك أن ثقل عمود طوله م (من الماء المالح) يساوى ثقل عمود طوله ع + م من الماء العذب أى أن :

م × ث = (ع + م) × ١ أو م × ث = (ع + م) = ١

أى أن ع/م = ث + ١

وكما عرفنا أن مستوى الماء الأرضى يتمشى مع الملامح الطوبوغرافية فمعنى ذلك أنه يزداد ارتفاعاً مع ارتفاع سطح الأرض وبالتالى فإن ع (سمك الطبقة العذبة) تكبر مع ارتفاع السطح قرب الشاطىء وعكس ذلك فى المناطق المنخفضة وقد أدرك الرومان ذلك فى حفر آبارهم على الساحل الشمالى غرب الاسكندرية (ساحل مريوط) فقد تركوا بطون الأودية وحفروا آبارهم فى جوانب التلال المرتفعة بحيث يصل قاع البئر تحت مستوى الماء العذب بقليل ومدوا خنادق طولية ــ فوجارات يجمع فيها مياه هذه الآبار لترفع بآلات الرفع التى عرفت فى تلك العصور ومازالت الآبار التى حفرها الرومان منتشرة حتى الوقت الحاضر على طول الساحل الشمالى غربى مدينة الاسكندرية وفى مناطق كثيرة من العالم .

وفى نطاق الكثبان الساحلية يتراكم ماء المطر المتسرب مكوناً طبقة رقيقة من المياه العذبة جاثمة فوق ماء البحر المالح المتسرب ولذلك يستخدم فى رفعها طلمبات خفيفة وتحفر الآبار الضحلة حتى لا تضم ماء البحر المالح وتعرف الآبار الضحلة قرب الساحل الشمالى فى مصر بالمعاطن واذا مابعدت جنوباً تتميز بالعمق ويطلق عليها السوانى (١٠) مثل سوانى سمالوس بين العلمين وسيدى عبدالرحمن وسانية القصية شرق مطروح كما تنتشر مثل هذه الآبار على طول الساحل الشمالى لشبه جزيرة سيناء وعلى طول ساحل البحر الأحمر.

---

(١٠) جمال حمدان ، شخصية مصر : دراسة فى عبقرية المكان ، جـ١ ، القاهرة ١٩٨٠ ، ص٤٢٦ .

للولايات المتحدة الأمريكية الى المناطق القطبية مثل جزيرة ساوث هامبتون شمال كندا.

ومع أن تطور الاشكال يتباين من مكان الى آخر فإن الوصف التالى يشير الى الأشكال النموذجية المرتبطة بإقليم الكارست والبيئات المعتدلة المتشابهة.

فمع اختفاء وغياب المياه السطحية تظل أشكال سطح الأرض الكارستية النموذجية Karst landscapes فالصخر الجيرى المنفذ والمسامى يسمح للماء أن يرشح فى الأرض بصورة سريعة كما أن تركز وحركة الماء الأرضى ينتج عنه النحت الكيماوى Corrosion or Chemical Erosion خلال شقوق وفجوات الحجر الجيرى سواء أعلى أو أسفل منسوب سطح الماء الأرضى وعندما يذوب الحجر الجيرى فإنه يتطور فى أشكال مختلفة من فجوات وقنوات تحتية وكهوف Caves وسواء تكونت هذه الأشكال أسفل أو أعلى منسوب المياه تحت الأرضية ـ فإن هناك بلا شك عوامل قد لعبت دورها فى تكونها تتمثل أساساً فى أنواع الصخور والبناء الجيولوجى Geological Structures والطباقية Stratigraphy والعمر الزمنى للعامل المورفولوجى وغيرها.

وفيما يلى دراسة تفصيلية لأهم الأشكال الكارستية:

١ ـ ظاهرة الحفر العميقة (القشعات) Sinkholes

عادة ماتظهر فى المناطق الجيرية الرطبة وتعد من أكثر الظاهرات المورفولوجية بتلك المناطق حيث نتجت أساساً عن التحليل الكيماوى الذى يحدث قرب أو عند السطح والقشعات تختلف فى مساحتها وأعماقها وأشكالها من منطقة الى أخرى وتبدو كمنخفضات سطحية فى الحجر الجيرى والكثير منها يمتلىء بالرواسب القادمة من جوانب التلال القريبة و بعضها ذو جوانب شديدة الانحدار يتميز بالعمق الكبير عادة ماتتخير مناطق معينة مثل تقاطع المفاصل الصخرية حيث تحولها عملية الإذابة بالتدريج الى حفر و يتوقف شكلها على الخصائص البنائية الثانوية لصخور المنطقة كما أنها قد تنتج من انهيار كهوف صغيرة ينتج عنها حفر صغيرة تعرف بالـ Doline واذا ما كانت ناتجة عن إنهيارات كبيرة الحجم ينتج عنها منخفضات ذات حوائط شديدة الانحدار Large Steep Walled Dep-

ression-تسمى أوفالا uvala وقد تنتج الأوفالا أيضاً من اتصال العديد من الحفر الصغيرة Dolines ببعضها و يتراوح عرض الأوفالا فى مرحلة النضج التام ما بين ٦٠ الى ٣٠٠ م عرضاً ما بين ٩ الى ٤٥ متراً فى العمق .

وعموماً تنقسم القشعات الى نوعين النوع الأول و يعرف باسم قشعات للإذابة Sinkholes حيث تنتج عن عملية اذابة تدريجية للصخور السطحية تأخذ صورة قعية (١١) يطلق عليها أسماء محلية مثل Swallet, Swallohole, Sinkhole ودوليناس Dolines أما النوع الثانى فيعرف بحفر الانهيار أو القشعات الكهفية Cavernous Sinkholes حيث تتم عملية تقويض سفلى Undercutting للتكوينات التحتية بفعل الإذابة فتنهار الصخور العلوية السطحية المكونة من الحجر الجيرى وقد تتصل هذه الحفر بعضها ببعض وتتكون بالوعات مركبة كما قد ينتج عن الهبوط أحواض طولية تتميز بجوانبها شديدة الانحدار والتى تبدو فى صورة جروف يطلق عليها فى ساحل دلماشيا فى يوغوسلافيا اسم بولج Polije (شكل ٤٥) يوضح انهيار متسع فى سقف أحد الكهوف يكشف عن مجرى مائى ينساب فوق تكوينات طينية يمكن زراعتها وعادة ما تتميز الأنهار التى تنصرف فى القشعات بأنها تجرى وسط سلسلة من الكهوف المتداخلة ، كما هو الحال فى كهف ماموث بولاية كنتكى الأمريكية .

٢ ــ الكهوف وما بها من ظاهرات جيومورفية :

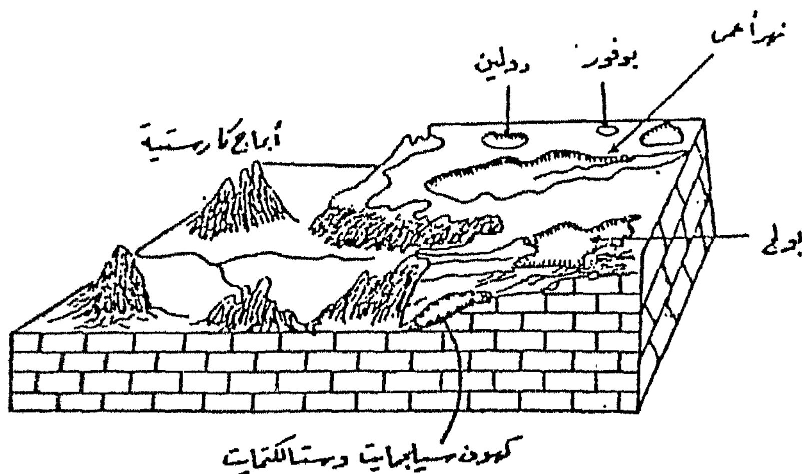
تظهر الكهوف الضخمة فى المناطق الجيرية ومن أمثلتها الشهيرة كهف ماموث Mammoth Cave فى ولاية كنتكى بالولايات المتحدة والذى يبلغ طوله نحو ٣١٥ كيلومتر (١٩٧ ميلا) (١٢) وكهوف ماجوركان Major Can فى جزر البليار وكهوف كارلسباد بنيومكسيكو والذى يبلغ طوله ٤٠٠٠ قدم وعرضه ٦٠٠ قدم وارتفاعه نحو نصف عرضه . وتعد هذه الكهوف فى الواقع مناطق لاعادة ترسيب الكربونات وتكوينات الأووز Oozes فى الشقوق المنتشرة بأسقفها وحوائطها فتتكون بها الصواعد upward growing stalagites والنوازل

---

(١١) جودة حسنين جودة ، معالم سطح الارض ، الطبعة الخامسة ، الاسكندرية ، ١٩٧٩ ، ص ٢٨٧ .

(١٢) حسن سيد أبوالعينين ، أصول الجيومورفولوجيا ، ط٣ ، الاسكندريه ١٩٧٦ ، ص ٤٩٩ .

downward growing stalagmites والتى أحيانا ما تتصل ببعضها . لتكون أعمدة طبيعية كما يظهر من شكل (٤٥) حيث يتشابك عمودان و يتكون عمود واحد يتميز بسمكه الكبير يسمى بالعمود الجيرى Travertime Peller كما توجد أعمدة تنمو فى وضع أفقى أو تنمو فى وضع مائل على هيئة خطوط مائلة يطلق عليها الهاليستايت Halictite وتنتج كل هذه الظاهرات داخل الكهوف نتيجة لتبخر جزء من الماء الذى ينساب بداخلها فعندما ينساب الماء على قاع الكهف فإن بعضه يتبخر وتتراكم الرواسب الجيرية مكونة الصواعد وعندما يتبخر على السقف تتكون النوازل حيث يرتبط بعمليات التبخر تكون عقد من كربونات الكالسيوم المترسبة فى المواضع سالفة الذكر. ورواسب الكهوف عادة ماتأخذ اللون الضارب الى البياض Whitish ولكن يزداد لونها غمقة عندما تزداد نسبة أكاسيد الحديد والمغنسيوم والنحاس بها و بالاضافة الى الترافرتين (١٣) العادى وتكوينات الأووز قد تغطى النباتات بطبقة جديدة من الرواسب تاركة فى النهاية صخر اسفنجى Spongy Rock (الطوفا) ذات تكوينات عضوية .



شكل رقم (٤٥)

(١٣) ينتج الترافرتين عن ترسيب طبقات من رواسب كربونية رقيقة حيث تتبخر فرشات المياه على قيعان الكهوف .

والجدير بالذكر أن الأنهار الباطنية Blind Valleys تقوم بنفس الدور الذى تقوم به الأنهار السطحية من نحت كيماوى ونحت ميكانيكى Corrosion وقد قال بهذا العديد من الجيومورفولوجيين أمثال لا باران ولوبك Lobeck حيث توجد العديد من الدلائل التى تؤيد هذا الرأى مثل ظهور بعض تكوينات الصلصال والحصى والطين فى قيعان المجارى المائية الجوفية كما توجد ظاهرة الحفر الوعائية Pot Holes فى قيعان الكهوف والمغارات والأنهار العمياء التى تختفى فى الباطن عند دخولها اقليم يتكون من صخور الحجر الجيرى تعود فتظهر على السطح مرة أخرى عندما تتقابل وصلات Junctions الحجر الجيرى والطبقة غير المنفذة للماء بسطح الأرض الخارجى .

والكهوف بطبيعتها تعد ممرات مختفية تحت سطح الأرض مقتفية أثر المفاصل والشقوق الصخرية والأخيرة تحدد انماط الكهوف وأشكالها المختلفة وجدير بالذكر أن الانسان القديم فى فترات ما قبل التاريخ Prehistoric Periods سكن العديد من هذه الكهوف تاركا عظامه وأدواته تغطيها رواسب الجير والرماد كما هو الحال فى كهوف شمال أسبانيا وهضبة فرنسا الوسطى وغيرها حيث وجدت بها نقوش ترجع لفترات تتراوح مابين ١٢ الى ٢٥ ألف سنة قبل الميلاد .

٣ ــ البوجاز Bogoz (السطح الجيرى المشرشر)

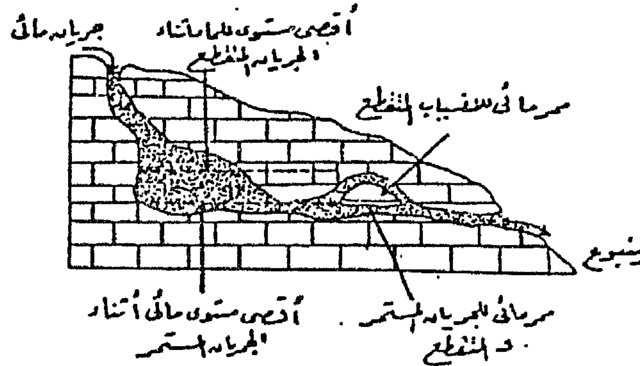
وتظهر هذه الملامح الجيومورفية فى المناطق الجيرية التى تختفى من فوقها الغطاءات النباتية والتى تتميز بتضرسها حيث تتسرب مياه المطر فى الشقوق فتزيدها اتساعاً بشكل متتابع ليتحول المظهر الجيومورفولوجى الى سطوح منفصلة ومشرشرة ومن العوامل التى تساعد على نشأتها أيضاً عدم انتظام السطح وكثرة المفاصل ونفاذية الصخر ومن أكثر المناطق التى تظهر بها السطوح الجيرية المشرشرة أو البوجاز منطقة الحجر الجيرى الكربونى فى يوركشير وفى منطقة الكارست اليوغسلافية تطلق عليه Clints فى انجلترا ، Lapies فى فرنسا ، وفى المانيا يسمى Karren .

وقبل الانتهاء من هذا الموضوع يجدر القول أن الآثار الطبيعية للمياه تحت الأرضية لا تقتصر على ظاهرات الكارست فحسب بل تمتد الى خلق ملامح مميزة

مثل الينابيع الحارة والنافورات Geysers وإذا كانت الملامح الكارستيه قد نتجت عن مياه جوفية Meteoric فإن النافورات والينابيع قد نتجت أساساً من المياه النشطة Juvenile والتي كانت قد تكونت خلال قشرة الأرض لأسباب كيماوية بإحتكاكها بالصخور الحارة والماجما وهي لا تعد ضمن الدورة الهيدروغرافية الا إذا ظهرت كنافورات و ينابيع حارة ومناطق كثيرة من العالم تشتهر بنافوراتها الضخمة والينابيع من شمال كاليفورنيا بالولايات المتحدة الأمريكية والجزء الشمالى من جزيرة نيوز يلاند و بعض جزر الوشيان وجزر اليابان وايسلاند وصقلية وغيرها .

ومما يوضح أهمية هذه العيون الحارة فى تغيير اللاندسكيب الطبيعى أن ينابيع أولد فيثفول Old Faithful Spings فى يللوستون ناشونال بارك بالولايات المتحدة تندفع منها كميات من المياه تتراوح ما بين ١٠ الى ١٢ ألف جالون فى الساعة تصحبها انفجارات شديدة ويمكن استغلال هذه المياه الحارة فى توليد الطاقة كما هو الحال فى العديد من الدول مثل الولايات المتحدة وايسلندا ونيوز يلاند وغيرها وسوف يزداد هذا الاستغلال فى المستقبل مع تطور الوسائل التكنولوجية التى يشهدها العالم .

و يبدو أثر الينابيع والعيون الطبيعية Springs فى تشكيل سطح الأرض فيما



شكل رقم (٤٦) الينبوع المتقطع

Inter Mitten Spring

يعرف برواسب الترافرتين والتى تظهر حول العديد من هذه العيون بعد تبخر المياه قرب السطح وتمثل مظهرا مورفولوجيا مميزاً وكثيراً ما يوجد فى مناطق صحراو ية فى الوقت الحاضر كدليل على وجود آبار وعيون فى فترات سابقة فى تلك المواضع الحالية ، (شكل ٤٦). كما يلعب التقو يض الينبوعى Spring sapping دوراً جيومورفولوجياً هاماً ، و يقصد به التعر ية والنحت حول موضع تفجر الينبوع و يقوم بدور هام فى تطور الأودية النهر ية فى الأجزاء العليا منها upstream حيث يساعد فى نموها طولياً نحو المنابع كما يعد عاملاً هاماً فى تطور ونمو حافات الوادى الجاف وتبرز ظاهرة التقو يض الينبوعى فى كثير من المناطق الصحراو ية التى تنتشر فيها الينابيع والعيون الطبيعية ومن أمثلة ذلك عين الهيت قرب مدينة الر ياض حيث يوجد مستوى الماء الأرضى على عمق أكثر من مائة وثلاثون متراً من السطح و يبدو من المظهر العام للمنطقة حدوث هبوط فى الطبقات السفلى بسبب تشبعها بالمياه (وذلك لارتفاع مساميتها) مما أدى بالتالى الى حدوث تصدع فى الطبقات العليا للحافة التى تعلو موضع العين والتى تكون بعضها من صخور سليكية شديدة التماسك والمنطقة كلها من صخور كر بتاسية جير ية وطباشير ية مع تداخل رقائق من الصخور السيليكية سالفة الذكر.

الفصل السادس

الرياح وعملها الچيومورفولوچى والأشكال الناتجة عنها

أولاً : النحت بفعل الرياح

ـ الظاهرات الناتجة عن النحت بفعل الرياح

ثانياً : عمليات النقل بفعل الرياح

ثالثاً : عمليات الارساب بفعل الرياح

ـ الظاهرات الناتجة عن الارساب بفعل الرياح

الفصل السادس
الرياح وعملها الجيومورفولوجي والأشكال الناتجة عنها

دور الرياح فى تشكيل سطح الأرض

تلعب الرياح دورها الجيومورفولوجى الهام بصورة مباشرة خاصة فى الأقاليم الجافة والمناطق الساحلية.

والواقع أن الملامح المورفولوجية الرئيسية التى تتركها الرياح فى تلك المناطق تعكس بوضوح خصائصها من حيث السرعة والاتجاه، ولذلك فمن الأمور الضرورية عند دراسة تلك الملامح التى تعتمد على العمليات الهوائية الاهتمام بقياس سرعة واتجاه الرياح وهذه القياسات متوافرة فى محطات الارصاد حيث أجهزة الاينموجرافى Anemograph الخاصة بالتسجيلات المستمرة للرياح كما يوجد جهاز الانيمومتر اليدوى Hard Anemograph وهو خاص بتسجيل تباين سرعة وقوة الرياح مع الارتفاع كما أنه من المفيد أيضاً فى هذا المجال الحصول على معلومات ترتبط بنظام سيادة الرياح من خلال عمل محصلة الرياح وقد أوجد لاندسبرج Landsberg سنة ١٩٥٦ معادلة توضح العلاقة القوية بين محصلة الرياح واتجاه الكثبان فى نمط محدد ثابت (١).

وكما سنرى فيما بعد فإن هناك خمسة عوامل رئيسية ــ بالإضافة الى بعض العوامل الأقل أهمية. تشترك فى تحديد الخصائص المميزة للأشكال الناتجة عن العمليات الهوائية تتمثل فى سرعة الرياح ومدى اضطرابها، خشونة السطح

---

(1) Warren, A., 1979. Acolian Processes, in Processes in Geomorphology edited by Embleton, C., and Thornes, J., John Wiley, London, p. 285

Surface roughness تلاحم التكوينات السطحية Cohesion واحجامها وخصائص الغطاءات النباتية والتى كلما تميزت بتناثرها وقلتها ساعد ذلك كثيراً فى قوة تأثير الرياح على سطح الأرض .

أولاً : النحت بفعل الرياح :

وجد من تجارب معملية أن هناك ارتداد للرياح عكس اتجاه هبوبها ينتج عن احتكاكها بالسطح وحيثما تكون هادئة وتهب فوق سطح يتميز بعدم خشونته فإن تيار الهواء يبدو متراصفا Laminer بمعنى أن يكون منتشراً على مسطح أرضى متسع نسبياً مما يجعل العمل المورفولوجى محدوداً . وعادة الرياح المؤثرة هى الرياح السريعة المضطربة أو الجزء الأعظم من الطاقة المبذولة على السطح يفقد فى صور مختلفة و بعضها يقوم برفع ونقل الذرات .

والواقع أن رفع الذرات أو جرها يتم حينما يتغلب كل من الرفع والقص Shear والتصادم الناتج عن القذف Ballistic Impact على كل من الجاذبية Gravity، الالتحام Cohesion والاحتكاك Friction

وفيما يلى دراسة لكل من هذه العوامل ودورها فى عمليات تحرك الرواسب بفعل الرياح .

١ ـ الرفع (٣) :

يحدث رفع الذرة فى الهواء فى وضع رأسى وذلك نتيجة لانخفاض الضغط الاستاتيكى فوق قمتها عنه فى كلا جانبها المواجه للرياح والمظاهر لها ، وهذه الحركة الرأسية للذرة تشبه مايحدث للطائرة عند بداية تحركها حيث أن الهواء مع السرعة الشديدة ينخفض ضغطه وهذا مايعرف بأثر أو مفعول برونوللى Bernouly Effect ويبدو هذا الأثر واضحاً فى حالة الذرات عند تحركها اذا أدركنا التباين الشديد بين حركة الهواء البطيئة للغاية خلال الفراغات البينية

(3) Cook, R.U., and Doornkamp, J.C., .1974, Geomorphology in Environmental Management - An Introduction, Oxford, p. 53.

للذرات وحركة الهواء فوقها مما يساعد على انخفاض الضغط أعلاها و بذلك ترفع الذرات فى بداية الأمر فى صورة رأسية الى أن تدخل مجال الرياح السريعة فتسطح مساراتها وحينما ينتهى أثر القوة التى أدت الى رفعها تبدأ الحبيبات فى التساقط بسبب وضوح أثر الجاذبية وعند اصطدامها بسطح الأرض قد ترتفع مرة أخرى فى الهواء عن طريق القفز Saltation أو تصطدم بذرات أخرى فترتفع بالتالى بالاندفاع أو القفز (٣).

٢ ــ القص

يطلق عليه علماء البدولوجى قوة الجز و يعد فى الواقع قوة الدفع الرئيسية فى نقل الذرات بواسطة الرياح حيث يحدث القص على السطح بمفهوم بسيط نتيجة لاختلاف الضغط على كلا جانبى الذرة فتتحرك الى الأمام و يستثنى من القص الذرات الدقيقة التى تحتمى بين الذرات الأكبر حجماً كالرمال الخشنة أو الحصى واذا كانت الذرة تتدحرج فوق ذرة أكبر منها حجماً فإن القص يؤدى الى رفعها وتحركها الى الأمام وقد لاحظ باجنولد هذه الحركة الأمامية للذرة قبل رفعها وذلك من خلال تجاربه المعملية وجدير بالذكر أن الأسطح الناعمة تساعد كثيراً عمليات القص فالذرات الدقيقة من الصعب عليها مقاومة قوة القص Shear st-rength اذا كانت ترتكز فوق سطح شديد النعومة حيث لا تجد حصى أكبر حجماً يمكنها أن تحتمى فى فراغاته البينية.

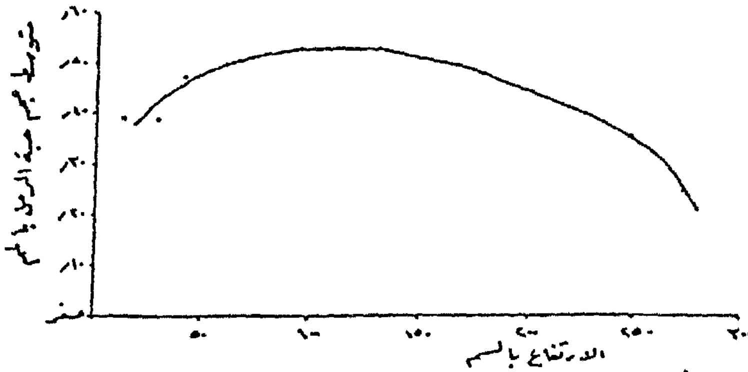
و يتأثر القص مثلما الحال مع الرفع بالدوامات الهوائية والتى كثيراً ماتحدث فى الرياح التى تهب فوق سطوح حصوية خشنة وتتولد أحياناً ذبذبات فى السرعة والضغط على السطح تنعكس على الحبيبات المتراكمة فوقه والتى تستجيب بسرعة واضحة لتلك الذبذبات وتتحرك بصورة فجائية فى جيوب من الضغط المنخفض وحيث يتفوق القص على الاحتكاك تبدأ حركة عامة للحبيبات يطلق عليها عملية الجر أو السحب بفعل الرياح Wind Entrainment.

---

٣) Ibid, p. 55

٣ ــ التصادم بالقذف :

وحيث يتم فى بداية الأمر تحرك كميات محدودة من الذرات فإنه يعقبها بعد ذلك تحرك أغلب الحبيبات المنقولة عن طريق التصادم الناتج عن القذف والمقصود بهذا أنه عندما تتساقط الحبيبات التى تم رفعها بتأثير الجاذبية وتلاشى القوة التى أدت الى رفعها فإنها تصطدم بالسطح أو بالذرات التى قد تكون مستقرة أو زاحفة ببطء ينتج عن ذلك التحرك بالقفز Saltation (٤) أو الاندفاع وقد يصل ارتفاع المسار المنحنى للذرات القافزة Trajectory الى مترين معتمداً أساساً فى ارتفاعه على حجم الذرات وخشونة السطح حيث توجد بصفة عامة علاقة عكسية بين ارتفاع الذرات القافزة وأحجامها كما يبلغ طول المسار المنحنى للذرة فى الظروف العادية عشرة أمثال الارتفاع عن سطح الأرض كما يوضحه شكل (٤٧) وحيث ترفع حبه أو حبتين فى الهواء يعقب ذلك تكون منطقة نشاط واثارة لباقى الحبيبات و يطلق على هذه العملية Avalanching وعموماً فإن معدل الحركة والبرى يزداد كلما زادت كميات المواد السائبة على السطح .



شكل (٤٧) العلاقة بين الارتفاع وحجم الذرة فى حالة القفز داخل سحابة رملية .

---

(4) Ibid. p. 55

والعمليات الثلاث سابقة الذكر تعد عمليات رئيسية فى تحرك الرواسب ولكى يكون تأثيرها واضحاً لابد أن تتغلب على العناصر الثلاث التالية والتى تعمل بدورها على استنفاذ جزء كبير من طاقة الرياح وتضعف من أثرها وتقلل من امكانية تحرك الحبيبات وهى : ١ ــ الجاذبية Gravity حيث يعد المسار المنحنى للذرة القافزة فى الهواء انعكاساً واضحاً للعلاقة بين سرعة وقوة الرياح ، وحجم الذرة والجاذبية الأرضية . وسقوط الحبيبات على الأرض يعنى تفوق الجاذبية على قوى الرفع والقص واذا افترضنا وجود ذرات بنفس الكثافة النوعية Specific Gravity فى هواء متجانس فى كثافته النوعية أيضاً فإن حجم الحبيبات هو الذى يلعب دوره فى هذه الحالة مع الجاذبية الأرضية بمعنى آخر أن قوة الجاذبية تقاوم الحركة فى هذه الحالة تبعاً لاختلاف حجم الذرات .

وجدير بالذكر هنا أن أغلب الرمال تتكون من الكوارتز (كثافته النوعية ٢,٦٥ جرام فى السنتيمتر المكعب) وإن كانت الرمال كثيراً ما تختلط بمعادن أثقل مثل الماجنيت أو أخف مثل الجبس كما يتميز الصلصال عادة بأن كثافته النوعية أقل من الرمال وكذلك الحال مع المواد العضوية .

فبالنسبة للذرات التى تتميز بالتجانس فى كثافتها النوعية نجد هناك علاقة مباشرة بين حجم الذرات وسرعة الرياح المطلوبة لبدء تحركها فالذرات ذات الأقطار أكبر من ١ مم تتطلب رياح شديدة لكى تتحرك وعادة ما تتحرك مع رياح تهب فى تيار سريع بين عقبتين ويرى شيبل Chepil أن نحت المواد الصخرية يزداد معدله اذا قلت نسبة الذرات التى تزيد أقطارها عن ٠,٨٤ مم (٥) .

٤ ــ التلاحم Cohesion يعد التلاحم بين الذرات القوة الرئيسية بعد الجاذبية التى تقاوم عمليات النحت والجر بفعل الرياح وعادة ما يكون التلاحم أو التماسك بين الذرات الأقل من ٠,١ مم كبيراً حيث تتميز تلك الذرات بعدم انتظام شكلها كما أنها تبدو مفرطحة platy مما يساعد على تماسكها بعضها

(٥) Ibid, pp. 55-56

الـ مضى ، وتلعب الرطوبة دورها الكبير فى تماسك الذرات الدقيقة كالصلصال والسلت (الغرين) حيث تتسرب فيها المياه ببطء و بالتالى تحتفظ بها فترة طويلة عكس الحال مع الذرات الكبيرة الحجم كالرمال والتى تتميز باتساع نسبى للفراغات البينية مما يجعل المياه تتسرب خلالها بمعدل سريع وتجف بالتالى بمعدل أسرع من الذرات الدقيقة . وتكون مقاومة ذرات الصلصال والغرين كبيرة أمام عمليات النحت الهوائى فى حالة تشبعها بالرطوبة بينما نجدها عندما تجف تضعف وتصبح صيداً سهلاً للرياح وتكوينات تربة اللويس واسعة الانتشار تعد دليلاً واضحاً على ذلك . وجدير بالذكر أن قدرة التكوينات الغرينية والصلصالية على مقاومة النحت تعتمد أيضاً على نسبتها الى بعضها ونسبتها الى ذرات الرمال فيذكر كل من شيبل وورد روف Woodruff أن اختلاط الصلصال بالرمال أكثر صلابة ومقاومة للنحت الهوائى من اختلاط الغرين بالرمال و يذكران بأن أكثر التكوينات المتلاحمة مقاومة للنحت وأكثرها ثباتاً هى التى تتكون من نحو ٢٠ ــ ٣٠ ٪ صلصال و ٤٠ ــ ٥٠ ٪ غرين و ٢٠ ــ ٤٠ ٪ رمال والتلاحم هنا يختلف عن التلاحم فى الصخور الرسوبية أو النارية القديمة والتى لا تتعرض لنحت الرياح سوى الأجزاء الخارجية منها .

٥ ــ الاحتكاك (٦) Friction

يعد احتكاك الرياح والحبيبات لسطح الأرض مجهوداً إضافياً مبذولاً فى عكس اتجاه حركة الجر السائدة و يضيف مقاومة بجانب الجاذبية والتلاحم بين الذرات و يؤدى الاحتكاك بالسطح الى تبديد جزء كبير من طاقة الرياح وتحويلها الى حرارة قرب السطح وهذا يشبه ما يحدث لمياه الأنهار عند احتكاكها بالقاع أو جوانب النهر وكذلك للأمواج عند اقترابها من الأجزاء الضحلة أمام السواحل حيث يؤدى احتكاك قاعها بالسطح الى تكسرها .

---

(٦) يعتمد الاحتكاك كعامل مقاوم للحركه بصفه عامه على مساحة الاحتكاك ، كما يتناسب مع الكتله المتحركه ، والاحتكاك نوعان هما : الاول ــ الاحتكاك الناتج عن الانزلاق وهو الاكثر اهميه ، وهذا النوع من الاحتكاك ينقسم الى فرعين هما أ ــ الاحتكاك الاستاتيكى وهو ما يجب التغلب عليه لتبدأ حركة الاشياء ب ــ الاحتكاك الديناميكى وهو المطلوب لانزلاق سطح فوق آخر والثانى : هو الاحتكاك الناتج عن التدحرج .

ونظام النحت الهوائى يرتبط أساساً بثلاثة متغيرات رئيسية تتمثل فى رطوبة التربة وقد أشير اليها آنفاً فاحتواء التكوينات الصخرية على المياه يحد كثيراً من قدرة الرياح على النحت والرطوبة فى حد ذاتها تتجدد بظروف المناخ السائدة فى المنطقة ثم خشونة السطح وامتداده فكلما زادت خشونة السطح زاد تأثيره فى الحد من سرعة الرياح عكس الحال مع الأسطح الناعمة أو الملساء خاصة إذا كانت تتكون من مواد أقل استجابة لعمليات النحت وكلما زاد طول المسطح الذى يهب عليه تيار هوائى (Fetch كما فى حالة الأمواج) كلما زادت قدرة الرياح على النحت . والمتغير الثالث وهو النبات الذى يؤثر على طبيعة نحت الرياح فى صور عديدة فنسبة الغطاء النباتى الى المساحة الكلية لمنطقة معينة تتحكم فى المسطح من الأرض المعرض للنحت فكلما زادت هذه النسبة قلت المساحة المكشوفة والتى يمكن للرياح أن تؤثر فيها بوضوح كما أن النبات فى حد ذاته يزيد من خشونة السطح وبالتالى يقلل من النحت الهوائى .

وبصفة عامة بزيادة ارتفاع النباتات وزيادة المساحة التى تغطيها من السطح تقل سرعة الرياح . كما يعمل النبات أيضاً على حماية السطح واضافة مواد عضوية تساعد على تماسك الذرات ووجود تكوينات اللويس المنتشرة على مساحة واسعة شمال الصين ترجع الى اقتطاع مساحات كبيرة من الغابات التى كانت تنتشر فوقها مما عرضها لعمليات النحت الهوائى بجانب النحت المائى وتبدو فى صورة أرض وعرة أو مايعرف بادلاند Badland .

ويلاحظ أن المتغيرات العديدة فى نظام النحت الهوائى تختلف من حيث كونها دائمة أو متغيرة فخصائص الرياح (من سرعة واتجاه وغيرها) وتماسك الذرات أو تفككها ، وجود البقايا العضوية والرطوبة فى التربة كل هذه المتغيرات Variables يمكن أن تتغير من فترة زمنية الى أخرى وعلى العكس فإن الخصائص النسيجية للمواد السطحية تتميز بالثبات النسبى اذا لم تتعدل بفعل التجوية والنحت أو بفعل العمليات الزراعية وغيرها التى يقوم بها الانسان .

الظاهرات الناتجة عن النحت بفعل الرياح :

يظهر العديد من الظاهرات الناتجة عن نحت الرياح يتمثل أهمها فيما يلى :

١ ـ الأرصفة الصحراوية

تبدو كنطاقات متسعة ومستوية نسبياً يغطى سطحها بطبقة رقيقة من الرمال الخشنة المختلطة برمال ناعمة (قطر الحبة نحو ٠٦ , . مم) وتعد الأرصفة الصحراوية دليلاً واضحاً على دور الرياح الهام كعامل نحت فى المناطق الجافة وقد لوحظ من خلال احدى التجارب المعملية التى قام بها باجنولد تركز المواد الخشنة على سطح رملى تعرض لتيار هوائى حيث اندفعت الرمال متوسطة الحجم (٣, ٠ مم) أمام حبيبات الرمال الخشنة بينما استقرت حبيبات الرمال الناعمة (٠٦, ٠ مم) محتمية بين الذرات الخشنة (أكبر من ٥ , مم) التى يصعب تحريكها الا برياح قوية . ومن هنا تظهر الأسطح التى تتكون من رمال خشنة مختلطة برمال ناعمة مع ندرة أو اختفاء الرمال متوسطة الحجم وذلك فى العديد من المناطق الصحراوية والمعروفة بصفة عامة باسم stony والتى تأخذ اسماءاً محلية مثل السرير فى ليبيا والرق فى الجزائر وسهول الجيبر Gibber Plains فى استراليا .

٢ ـ ثقوب الرياح

تظهر سطوح ثابته مكونة من مواد متلاحمة يبدو عليها التحزز Groovings الناتج عن البرى الهوائى بوضوح ظاهر فى أشكال ايروديناميكية يطلق عليها مصطلح Ventifacts حيث تقوم الرياح بما تحمله من مفتتات ببرى السطوح الصخرية المتماسكة ، وكثيرا ماتظهر سطوح صخرية ملساء يصل فوقها معدل النحت بفعل الرياح الى أدنى حد له وقد يزداد Abrassion بفعل الرمال المثارة فى الشتاء بهبوب رياح شديدة البرودة وذلك فى بعض المناطق بالعروض العليا تحمل معها مياه متجمدة (مثل البرد) تكون فى صلابة الصخور وتساعد الرياح على البرى ، ففى الوادى الجاف فى اقليم فكتوريا الجنوبى بأنتاركتيكا وجد أن الحجر الرملى يتميز بأسطح ملساء كثيرة التحزز بسبب برى الرياح شديدة البرودة .

وحيث تزيل الرياح الرمال الدقيقة من فوق الاسطح الصخرية فانها تترك تكوينات حصوية خشنة بعضها هرمى الشكل Three Facetted يطلق عليه الاسم الالمانى Driekanter وبعضها ذو حافة حادة تمثل تقاطعا بين وجهين

تسمى Eikanter والاخيرة تشبه ثمرة البندق البرازيلي وان كان حتى الآن لم يستقر رأى نهائى عن كيفية تكون هذه الاشكال الحصوية هل هى نتاج فعل الرياح ؟ أم انها نتيجة لعوامل أخرى كالتفكك الميكانيكى (شكل ٤٨) .

فقد رأى سوجدن Sugden سنة ١٩٧٤ عند دراسته لمثل هذه التكوينات من الحصى فى الرواسب الحديثة جنوب العراق ، أن أوجه هذا الحصى ناتجه عن عمليات التكسر Fracturing كما يرى Glennie نتيجة لدراسته لمثل هذه التكوينات فى صحراء عمان سنة ١٩٧٠ (٧) أنه ليس هناك اتجاها محددا لاوجه الحصى حاد الزوايا بمعنى أنها لا تأخذ شكلا معينا .

هناك العديد من الدراسات الحقلية والتجارب العملية الخاصة بكيفية تكون هذه الاشكال منها تجارب شارب Sharp العملية سنة ١٩٦٤ وكذلك كل من كوك ووارين سنة ١٩٧٣ كما نرى أن لند ساى ١٩٧٣ خلال دراسته فى وادى Wright وجد أن تكوينات الحصى المتبقى على السطح عد هبوب رياح قوية أدت الى صقلة يمكن تفسيرها بدراسة شكل وأصل التكوينات الحصوية غير



شكل رقم (٤٨) الحصى المهوائى

(٧) Derbyshire, E. and Others, Geomorphological Processe London, 1979, London, p. 170.

المصقولة وعموما فالتفسيرات الخاصة بأصل هذه الاشكال ونشأتها تفهيرات عديدة استوجبت بالتالى الاهتمام بصورة أكبر بما يعرف بعمليات الرياح الديناميكية Aerodynamic Processes وخاصة فيما يختص بالتيارات الهوائية والدوامات المضطربة وكذلك الاهتمام بدراسة التركيب المعدنى للصخور ودراسة زوايا اصطدام الحبيبات وكثافتها النوعية وخشونة السطح وغير ذلك من الجوانب التى تساعد فى تفهم ظاهرة الحصى متعدد الاوجه سابق الذكر(٨) .

ومن ظاهرات النحت الرئيسية الخاصة بالرياح والتى نحتت بطريقة ديناميكية ظاهرة الباردنج وتنتج بسبب هبوب رياح من اتجاه ثابت فوق صخور تتعاقب فيها الطبقات الصلبة واللينة وتظهر كثيرا فى الصحارى الاسيوية كما تقوم الرياح بتكوين حفر مستديرة أو مستطيلة تمتد متوازية وذلك فوق الرواسب المتلاحمة أو السائبة وأغلب حفر التذرية Deflation Hollows التى توجد فى السهول الوسطى بالولايات المتحدة وبعض مناطق فى غرب أوربا قد تم نحتها فى الفترات الجافة أواخر البلايستوسين وقد تشبه فى طريقة نحتها تلك الحفر التى توجد فى المناطق الجافة وشبه الجافة .

ويجدر القول هنا أن المنخفضات الصحراوية بالصحراء الغربية تختلف عن مثل تلك الحفر صغيرة الحجم حيث أن هناك العديد من العوامل الاخرى لامجال لذكرها هنا قد ساهمت فى حفر هذه المنخفضات بما فيها الرياح ، وان كان دورها فى النحت ليس دورا رئيسيا .

وعموما عندما يكون السطح صخريا صلبا Bed Rock ويتعرض لهبوب الرياح فانه اما أم يصقل أو يتحزز تبعا لتكوينه الجيولوجى فالحجر الجيرى عادة مايصقل والجرانيت يصقل أو يتحزز(٩) Petted والشست يتحزز تحززات

---

(٨) Ibid, p. 171

(٩) يظهر أثر التحرز الناتج عن البرى بفعل الرياح بوضوح فى السهول العظمى بولايتى داكوتا ومتانا حيث تتجه أنهار صغيرة متوازية فوق مساحة واسعة وسط هذه التحززات كما شاهد العديد من الجروف التى حززتها الرياح فى هضبة ايران وكذلك توجد مثل هذه التحززات فى هضبة تبستى و بعض المناطق الصحراوية فى مصر .

غـائـرة Ribbed أو يـزداد تـقـشـرة اذا كان هذا التقشر متمشيا مع اتجاه الرياح السائدة([10]) .

كـذلك تعمل الرياح على استدارة الحبيبات التى تنحتها وتقوم بنقلها وهى فى ذلك اكثر تأثيرا فى استدارة حبيباتها عن الانهار و يرجع ذلك الى عدة عوامل تتمثل فى الـسـرعة الكبيرة للرياح كما أن المسافات التى تقطعها الذرات المنقولة بالرياح تـكـون أبـعـد منها فى الانهار مما يعطى الفرصة لاحتكاكها ببعضها Attrition ولاصطدامها بسطح الارض بصورة اكبر مما يحدث فى حالة النقل بالانهار ـــ خاصة وان مياة النهر تعتبر بمثابة غطاء حامى للذرات .

ثانيا : عمليات النقل بفعل الرياح

تـتحرك الذرات الخشنة بالزحف Creeping أو التدحرج على سطح الارض بـينما تـتـحرك الذرات الدقيقة عن طريق التعلق Suspension وتنقل لمسافات بعيدة عن مصادرها .

١ ـــ بـالـنـسبة لنقل الذرات الدقيقة Fine Particles فنجد أن السرعة الـشديدة للرياح من السهل عليها أن ترفع ذرات الغرين والصلصال وحيث ترتفع فى الهـواء فـانهـا تـتساقط ببطء على الارض وطالما أن ظروف المناخ تتميز بالجفاف فـان فى امـكـانهـا الـتـحرك لمسافات بعيدة و يعمل الشكل المفلطح لبعض الذرات الـدقـيـقـه على مساعدتها فى الحركة والتعلق ورغم ان تلك الذرات تصطدم ببعضها أحيانا الا أنها نظرا لدقة أحجامها لاتستطيع القيام بعملية الطحن عكس الحال مع الرمال التى تزداد درجة استدارتها باحتكاكها ببعضها أثناء نقلها .

والـواقع أن السرعة العادية للرياح يمكنها نقل هذه المواد الدقيقة فى حالة تعلق ومـن المـعـروف أن الحـمـولة العالقة تمثل جزءا بسيطا من حمولة الرياح الكلية فى أغـلـب الاحـوال وان كـانـت هـنـاك بـعض الاستثناءات على سبيل المثال حيث تـتـرسـب كـمـيـات ضـخـمـه مـن المـواد الـنـاعـمـة عـنـد نهايات الانهار الجليدية

---

(١٠) Holmes, A., 1978, Principles of Physical Geology, 3rd Edition, London, p. 477.

Glaciers نتجت عن نحتها لقيعانها وجوانبها ــ فانها تصبح سريعة التأثر بالرياح التى تحملها فى صورة عالقة يساعدها على ذلك تناثر الغطاء النباتى وقد تم نقل كميات ضخمة من الاتربة العالقة بالهواء نتيجة لهذه الظروف خلال البليستوسين وتراكمت فيما يعرف برواسب اللويس فوق مناطق عديدة شمال أوربا وشمال الصين [١١] .

وقد أظهرت الدراسات التجريبية بأن الذرات الاقل من ٠,١ مم يمكن أن تتحرك بالتعلق والذرات من ٠,١ الى ٠,٥ مم تتحرك بالقفز والاكبر من ٠,٥ مم تتحرك بالزحف (راجع كوك ودورنكامب ص ٥٥) كما يرى باجنولد ان السرعة المطلوبة لتحريك المواد الدقيقة (٠,٠٢٥ مم) ٢٠ سم / ثانية .

٢ ــ نقل الرمال :

تتحرك الرمال بصفة قريبة من السطح وعندما يكون حجمها كبيرا فيصعب نقلها بطريقة القفز[١٢] Saltation ويتم تحركها ببطء عن طريق الزحف ويتم القفز غالبا بتحرك الذره الى أعلى فى وضع رأسى بمساعدة الرياح التى تجرها فى حركة دائرية تمتد بين لحظه وأخرى متوازية مع التيار عندما تتعادل السرعة مع الجاذبية قليل من الحبيبات القافزة مايتجاوز فى ارتفاعه الحد الاقصى لارتفاع سحابه رملية وهو عادة لايزيد عن المتر الواحد والكثير من تلك الحبيبات ذات أحجام كبيرة وقد اكدت القياسات الحقلية أن معدل حجم الحبات يتزايد مع الارتفاع فى الجزء الاسفل من السحابة الرملية وذلك فى حالة هبوب رياح قوية وربما يرجع ذلك كما يرى باجنولد الى قوة استضدام الحبيبات الكبيرة بسطح الارض مما ينعكس على ارتفاعها فى الهواء[١٣] .

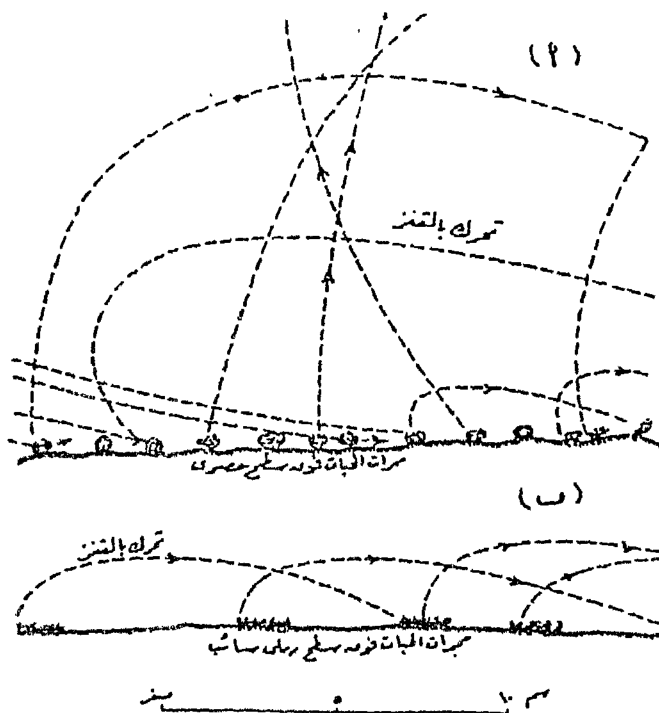
---

(١١) Satatham, I., 1979, Earth Surface Sediment Transpc Oxford, p. 145

(١٢) Ibid, p. 146

(١٣) Warren, A., 1979, Aeslian Processes, in Processes Geomorphology, edited by Embleto, C. and Thormes, J., London, p. 332.

وعملية القفز فوق سطح رملي تكون ابطأ منها فوق سطح صخري صلب (شكل ٤٩ أ، ب) حيث أن تصادم الحبات بالاخير يعطي قوة دفع اكبر فاذا وجد مثلا تيار هوائي يمر فوق سطح حصوي يواجه بقعة رملية فان حركة التيار تهبط في جزئه الادنى Down Wind وقد يلقي بجزء من حمولته من الرمال التي يجرها حيث أن فرصة قفز حبات الرمال التي يسوقها تكون محدودة فوق البقعة الرملية التي يمر فوقها بعد اجتيازه السطح الحصوي . واذا كانت الرياح الخفيفة يمكنها تحريك الرمال من فوق سطح رملي فانها لا تستطيع تحريكها من فوق سطح حصوي و يرجع ذلك كما ذكرنا الى الحماية التي يعطيها الحصى الخشن لتلك الرمال ـــ كما سبق ذكره .



شكل (٤٩) الاختلاف بين القفز فوق الرمال والحصى

وقد أوضحت التجارب المعمليه أن معدل نقل الرمال يتناسب مع سرعة الرياح بالاضافة الى أثر عوامل أخرى مثل حجم الذرات وكثافتها النوعية وكثافة الهواء (التى تتباين مع الارتفاع والإختلاف فى درجة الحرارة) وخصائص السطح والمعادلة التالية التى وضعها هسو HSU سنة ١٩٧٣ توضح ببساطة العلاقة بين الكميات المنقولة من الرمال والعوامل التى تؤثر فيها .

$$\text{ك} = (\text{٤٧,} - \text{٤,٩٧ ق}) \left(\frac{\text{٠,٤ (٢٧٥ - س)}}{\text{أ (جـ ق)}^{\frac{1}{2}}} \right)^{\text{٣}}$$

ك = وزن كمية الرمال المتحركة بالطن سنويا لكل متر مربع .

أ = ارتفاع المنطقة التى قيست منها سرعة الرياح بالامتار

ق = متوسط قطر الحبة بالمم

س = تكرار سرعة الرياح من إتجاه معين خلال السنة .

جـ = ثابت الجاذبية[١٤] Gravitational Constant

وعموما فان كمية الرمال المتحركة تزداد مع الرياح السريعة مع ملاحظة أن الرياح المعتدلة والتى تسود فترة طويلة من السنة يمكن ان تساهم فى نقل كميات كبيرة من الرمال .

وقد اظهرت الدراسات العديدة التى قام بها كل من شيبلى وريز وبالمر سنة ١٩٧٤ فى القاره القطبيه الجنوبيه أثر سرعه الرياح والبرودة الشديدة فى عملية قفز الحبيبات ففى الاودية الجافة بشرق هذه القارة تهب رياح شديدة السرعة شتاءا وهى رياح مدمرة مما يؤدى الى زيادة حركة اصطدام الحبيبات حيث تستطيع الحبيبات التى يزيد قطرها عن ٢ مم ان ترتفع الى نحو مترين عندما تكون سرعة الرياح ٣٦,٠٥ متر/ثانية ودرجة الحرارة ـ ٧٠° م (السرعة المطلوبة عند درجة حرارة الصفر المئوى . هى ٤٥,٤٢ متر/ثانية) ولذلك فان سرعة الرياح الحرجة ـ

---

(14) Ibid, p. 332

أى المطلوبة لتحريك الرمال الخشنة ــ فى شتاء أنتاركتيكا نحو ١٠ متر/ثانية وهى أقل من مثيلتها فى الصحارى المدارية ودون المدارية[١٥].

وقد وضع شيبلى سنه ١٩٧٥ معادلة لتحديد سرعة الرياح المطلوبة لبدء تحرك الذرات الاكبر من ١,٠ مم وهى كالاتى :

$$\text{سرعة الجر المطلوبة} = ٠,١ \left(\frac{\text{الكثافة النوعية للهواء ــ الكثافة النوعية للذرة}}{\text{الكثافة النوعية للذرة}} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ــ حـ ق}$$

حيث حـ هو ثابت الجذابية وق قطر الحبة بالسنتميتر واما كثافة الهواء فهى فى الظروف العادية = (١٢٢ ــ ١٠ ــ^{٣} جرام / سم) [١٦].

وفى أثناء نقل الرمال بواسطة الرياح يحدث لها نوع من التصنيف يرتبط بالحجم والشكل فالذرات ذات الاشكال غير المنتظمة ترفع بمعدل أسرع تلك الذرات المستديرة كما يبدو أن الحصى لايتحرك بمعدل اسرع بسبب قلة مقاومته لحركة الرياح كذلك يؤثر شكل الحبه فى شكل مسارها المنحنى فى الهواء وفى قوة اصطدامها بالسطح.

وحيث تتحرك الرمال بالزحف أو القفز أو الانزلاق على الجوانب شديدة الانحدار للكثبان فان بعضها مترسب ترسيبا مؤقتا خلال نقله على السطح فى صورة تموجات أو كثبان و يطلق على ذلك مصطلح Bulk Transport و يشبه تحرك ذرات الرمال تحرك العربات فى زحام المرور فالعربة متمثلة بالذرة تدخل الزحام المرور (الكثيب) بسرعة معتدلة حيث يتحرك الزحام (الكثيب) الى الامام بسرعة ذاتية مع ثبات مكوناته وهى العربات فى زحام المرور وذرات الرمال فى الكثيب وكنوع من التعميم فى القول فان الرواسب المنقولة بالقفز تمثل نحو ٧٥٪ من جملة الرواسب المنقولة بالطرق الاخرى كالزحف والتعلق والانزلاق وذلك عكس الحال مع التنقل بواسطة المياه حيث تنقل مياه الانهار قليلا من حمولتها

---

(١٥) وهو مصطلح فى الميكانيكا يقصد به المسافه التى يتحرك خلالها الجسم عند سقوطه على الأرض الى الزمن الذى يستغرقه وهو عادة ٣٢ قدما/ثانيه.

(١٦) راجع كوك ودورنكامب، ص٥٥.

بواسطة القفز و يرجع ذلك الى الكثافة المرتفعة للمياه وارتفاع لزوجتها Viscosity حيث تجد الذرات القافزة خلالها مقاومة كبيرة ولذلك فان مداها فى القفز يتميز بقصره على قاع النهر(١٧) .

قياس حركة الرمال فى الحقل والمعمل :

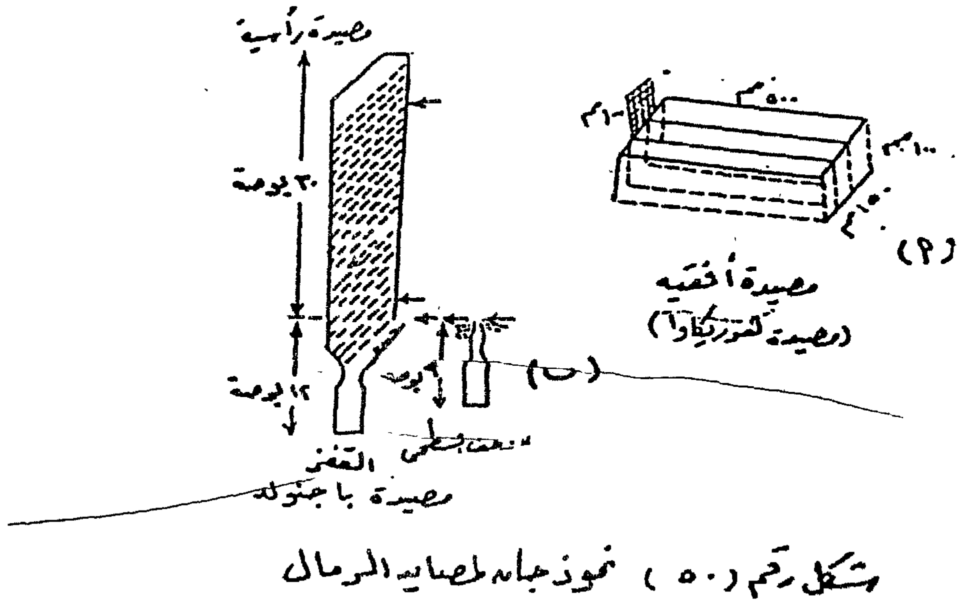
تتمثل المشكلة الرئيسية المرتبطة بقياس حركة الرمال فى مدى تطور مصايد الرمال حيث أنه يجب أن تكون الاجهزة الخاصة بذلك قادرة على حجز الرمال وان امكن أن تفرق بين الرمال المتحركة بالزحف والمتحركة عن طريق القفز وكما هو معروف فان اكبر تحرك يحدث بالقفز متقدما فى سلسلة من الكومات ولذلك يجب أن تكون المصيدة Sand Trap مرتفعة بالقدر الكافى لأمساك حبات الرمال القافزة .

وقد اختبر كل من هوريكاوا Horikawa وشن Shen سنة ١٩٦٠ نوعين من المصايد الافقية وخمسة أنواع من المصايد الرأسية لتقدير مدى كفاءتها (شكل ٤) وتكمن الصعوبة هنا فى الاختلاف بين كل من الزحف السطحى والقفز وقد صممت مصيدة أفقية مقسمة الى عدة أقسام متعامدة مع اتجاه الرياح بحيث يمكنها حجز الرمال الزاحفة وترك الرمال القافزة لمصيدة أخرى توجد أمامها وقد قدرت الكميات المنقولة بالزحف باستخدام المصائد نحو ٢٥ ٪ من مجموع الرمال المتحركة كما ان هذه النتيجة لاتتأثر بتغير سرعة الرياح (١٨) ومن مميزات المصايد الافقية أنها لاتعمل على اضطراب الرياح وان كان من الصعب اختيار الطول المناسب لها كما أنها لاتستطيع اعطاء معلومات ترتبط بأثر الارتفاع على سرعة الحركة . أما عن المصايد الرأسية فأهم مقالبها أنها تؤدى الى اضطراب هبوب الرياح مما يتطلب حرصا شديدا فى تصممها وذلك للحد من ذلك والوصول به الى حده الادنى مثل جعل عرض المصيدة فى الجهة التى تهب منها الرياح صغيرا جدا كما فعل باجنولد عنه تصميمه لمصيدة الرياح التى استخدمها فى تجاربه وهناك مشكلة أخرى ترتبط

---

(١٧) Statham, I., an...,Opcite p. 176.
(18) King, C.A.M., 1978Techniques in Geomorphology, London, p. 131.

بالمصايد الرأسية تتمثل فى برى الاجزاء السفلى منها[١٩] والواقع أن استخدام مصايد الرمال فى الحقل محدود واكثر من قام باستخدامها باجنولد فى دراساته العديدة عن الكثبان الرملية خاصة بسرعة الرياح على الارتفاعات المختلفة وقام بقياس الضغط عند ارتفاعات تتراوح بين واحد و ٦٤ بوصة فوق سطح الارض كما استخدم مصيدتين فى قياس حركة الرمال احداهما صغيرة أفقية تختص بحركة الرمال الزاحفة والاخرى رأسية ضيقة لحجز الرمال القافزة (عرضها ½ بوصة وارتفاعها ٣٠ بوصة) وقد دفنت المصيدة الافقية فى الرمال تاركة فتحة صغيرة لمرور الرمال الزاحفة (راجع شكل ٥٠) كما كانت المصيدة الرأسية مثقوبة من اسفل للحد من اضطراب الرياح عند المصيدة .



شكل رقم (٥٠) نموذجان لمصايد الرمال

---

(١٩) مازالت المصايد الخاصة بالرمل فى حاجة للتطور فمثلا يمكن للمصايد الرأسيه أن تقسم الى أقسام لاصطياد الرمال المتحركة فى ارتفاعات مختلفة .

وجدير بالذكر هنا أن الدراسات الحقلية الجدية هى تلك التى تتم اثناء هبوب الرياح القوية أو العواصف ولذلك فمن المهم جدا فى هذا الشأن الاهتمام بتثبيت الاجهزة حتى لا تتأثر أو تدمر بفعل العواصف والتى يصعب عادة التنبؤ بحدوثها فى مثل تلك المناطق الصحراوية النائية .

وقد خرج باجنولد بالعديد من النتائج التى لاحظها فى الميدان التى ترتبط بكيفية تحرك الرواسب فقد وجد على سبيل المثال أن سرعة الرياح تزداد لوغارتميا مع الارتفاع فوق السطح عند تحرك الرمال فوق الكثيب كما وجد أن السرعة .

وجاء بعد باجنولد عديد من الجيومورفولوجيين المهتمين بهذا الموضوع مثل بيلى P.Y. Belly سنة ١٩٦٤ الذى أجرى العديد من التجارب الخاصة بالعلاقة بين الرياح والرمال المتحركة ومدى تأثير الرطوبة على سرعة الرياح المطلوبة لتحريك الذرات وهو صاحب النموذج التجريبى المكون من نفق الرياح Wind Tunnel والذى يبلغ طوله مائة قدم وعرضه أربعة اقدام وارتفاعه قدمين ونصف ويمر عبره رياح تتراوح سرعتها مابين ٢٤ و٤٠ قدم/ثانية بواسطة مروحة وضعت عند نهاية النفق وقد استخدم لقياس سرعة الرياح الجهاز المعروف باسم Pitate Tube(٢٠) كما استخدم مصيده رمال رأسيه لقياس حركة الرمال كما استخدم مصيدة رمال أفقية مقسمة الى ١٨ قسما وقد استخدم هذا النموذج فى إجراء تجارب لتحديد أثر جوانب النفق على سرعة الرياح وقام أيضا بقياسات للقطاعات الرأسية للرياح Vertical Wind Profile ومعدل نقل الرمال تبعا للسرعات المختلفة ـ كما سجل أيضا من خلال تجاربه فى هذا النموذج ملاحظات تتعلق بالتموجات الرملية حيث وجد أنها تبدأ فى الظهور مع أقل تحرك للهواء على حين أنها تختفى بزيادة سرعة الرياح عن ٣٦ قدم فى الثانية وان لم يلاحظ علاقة بين طول التموج وقوة الرياح كذلك قام بقياس متوسط المسافة التى تقطعها الحبيبات الرملية ووجد انه يتراوح من ١,٣ ـ ١,٦ قدم مع زيادة سرعة الرياح من ٢٨ ـ ٣٥ قدم/ثانية ورغم أن تجارب باجنولد قد اظهرت العلاقة بين طول المسافة التى تقطعها الحبيبات وطول التموج فانه لم تظهر هنا مثل هذه العلاقة

(٢٠) عبارة عن انبوبة منثنية فى شكل زاوية قائمة مدرجة تستخدم فى قياس السرعات .

وان وجد Belly أن حجم حبة الرمال يؤثر فى طول المسافة التى تقطعها بطريقة القفز حيث انه كلما قل الحجم زاد طول المسافة (٢١) .

وقد اختبر قدرة المصيدة الرأسية بمقارنتها بالافقية وقد أظهرت النتائج أن كفاءتها تزداد حينما تكون سرعة الرياح ٣١,٥ قدم/ثانية . والعكس مع انخفاض سرعة الرياح (راجع بالتفصيل كتاب كوشليه كنج ص ١٩٢) .

ومن النتائج الهامة أيضا لتجارب هذا النموذج مايرتبط بتأثير الرطوبة على سرعة الرياح فقد اتضح انه اذا احتوت الرمال الناعمة على ما بين ٢ و٣٪ من الرطوبة فهى تحتاج الى رياح قوية لكى تحركها ومن المعروف أن احتواء الرواسب على المياة يؤدى الى زيادة تماسكها وقدرتها على مقاومة الرياح .

ثالثا : عمليات الارساب بفعل الرياح

ان حركة الرمال وترسيبها فى المناطق الصحراوية لا تتم الا بصورة عشوائية ولكنها توجد فى أنماط محددة ترتبط بنظم الرياح اكثر من ارتباطها بالطوبوغرافيا وكما يرى ولسون فانه من الممكن نتيجة لذلك توقع كيفية حدوث الارساب ومكان حدوثه من خلال وضع نظام خاص بحركة الرمال مع وجود عدد كبير من محصلات انسياب الرمال فى منطقة ما (٢٢) وقد درس ولسون Wilson سنة ١٩٧١ الخرائط الخاصة بحركة الرمال بالصحراء الكبرى معتمدا على المعلومات الخاصة بالارصاد الجوية أو المعلومات المرتبطة بأشكال سطح الارض ونتيجة لدراسته وجد أن محصلات انسياب او تحرك الرمال يمكن استنتاجها بمعرفة سرعة الرياح ودراسة فترات حدوث العواصف واتجاه الرياح كما تساعد دراسة الاشكال الناتجه عن الرياح بحجومها واتجاهاتها المختلفة على استنتاج وتفهم الاتجاهات الرئيسية للرمال المتحركة .

وجدير بالذكر هنا أنه لابد من دراسة عدة عناصر وذلك لتفهم : الاشكال الناتجه عن الارساب الهوائى خاصة الكثبان الرملية ــ مثل دراسة سطح الصحراء

---

(٢١) فحيث يقل حجم الذرة عن ٥ رمم تظهر زيادة ملحوظة فى طول المسافة التى تقطعها الذرة فى تحركها

(22) Derbyshire, E., and Others, Opcite, p. 172

التى تنتشر فوقه مثل هذه الكثبان وكذلك دراسة المناطق الواقعة بينها والتى تغطى برواسب رملية عادة ماتختفى تحت التكوينات الحصوية الخشنة ، وتعد دراسة العلاقة بين اتجاه الرياح وقوتها من جهة وكميات الرواسب من جهة أخرى ذات أهمية كبيرة فى تفسير خصائص الكثبان الرملية من حيث الشكل وكيفية تكوينها وهكذا فانه من الضرورى الاهتمام بتفهم نظام الرياح السائدة ومصادر الرمال المحلية ومن المهم أيضا توضيح مدى الاختلاف بين أثر كل من الرياح القوية والضعيفة وهنا يمكن الاشارة الى أن باجنولد قد حدد السرعة القوية للرياح بأنها تلك التى تزيد عن ٢,٥ سم/ثانية وذلك عند ارتفاع ٠ر٣ سم من السطح وان كان هذا يعتمد جزئيا على خشونة السطح ، نوع الصخور والغطاء النباتى بحيث تزداد خشونة السطح فان الرياح تهدأ قبل بناء الكثيب ولذلك فان الكثبان أقل احتمالا فى تكونها فى المناطق التى تتميز سطوحها بالخشونة عنها فى الاسطح الناعمة والمستوية وعادة ماتتجه الرياح القوية الى العمل على زيادة حجم الكثيب ويطلق عليها الرياح البانية للكثبان Dune Building Wind بينما الرياح الضعيفة تؤدى الى زيادة طول الكثيب على امتداد كتلته (٢٣) .

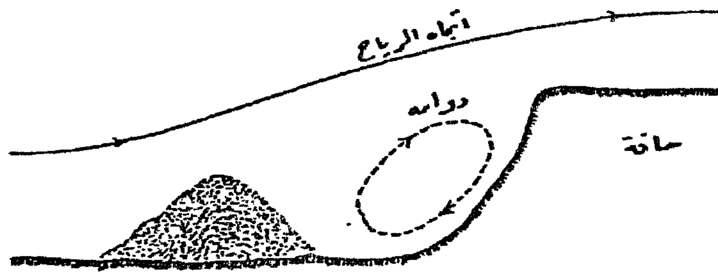
وبالاضافة الى أهمية اتجاه الرياح وسرعتها فى تفهم الاشكال الرملية الناتجه عن الارساب الهوائى فانه من الضرورى أيضا الالمام بتفاصيل اكثر من نسب فترات سكون الرياح وفترات قوتها وعمل مقارنة بينهما .

وعندما تترسب الرمال أثناء عملية نقلها فانها تأخذ شكل تموجات أو كثبان وهذا الترسيب المؤقت ينتج عن حركتين أ ـ حركة القذف وتبدو أشكال السطح الناتجه عنها فى صورة تموجات صغيرة يتراوح طولها مابين ٠,٥ سم و٢ متر وارتفاعها يتراوح بين ١, الى ٥ سم وقد كان باجنولد يعتقد بأن اغلب التموجات ناتجة عن القذف وحيث تصطدم حبيبات الرمال القافزة بسطح غير منتظم نسبيا وان كمية الرمال المتراكمة فى الجانب المواجه للرياح سيكون اكبر منه فى الجانب

---

(23) King, C.A.M., Opcite p. 134.

المظاهر لها حيث أنه محمي من عمليات القذف العنيفة bombardment
(شكل ٥١) يبين كيفية تكون كثيب أمام حافة .



شكل رقم (٥١) تكوين الكثبان عند هبوب رياح فوق حافة .

وعند تكون الرمال من نفس الحجم تقريبا فانها سوف تتحرك مع الرياح بمعدل واحد وعندما تترسب تكون أكمة mound تظل ترتفع الى أن تتكون ربوة أخرى في الجانب الظاهر للرياح حيث تذريها الرياح في اتجاه منصرفها لتظهر حافة عرضية ، وحيث توجد ذرات خشنة فانها تنقل بالزحف على المنحدرات المواجهة للرياح فقط وتتراكم كرواسب خشنه على قمة التموج حيث تتحرك من فوقها ببطء شديد وبالتالي فهي تؤدى الى زيادة ارتفاع التموج وحيث تتراكم فانها تصبح بمثابة سطح جيد للتصادم Bounding Surface تساعد على قفز الحبيبات التي بها لمسافات أطول وفي المقابل تعمل على إتساع المسافات بين التموجات والنتيجة النهائية لهذه العملية تكون تموج ضخم Mega-Ripple والذى يوجد حيث تتوفر نسبة كبيرة من الرمال الخشنة ورياح قوية تكون كافيه لتحركها وقد يصل طول موجته الى ٦ أمتار وارتفاعه الى نصف المتر .

ب ـ الحركات الايروديناميكية

ويتتج عنها ظاهرات ارساب ثلاث تتباين فيما بينها من حيث الحجم فقد تظهر تموجات صغيرة عادة ماتختفى عند حدوث عمليات قذف ميكانيكى قوى ، وقد أجرى باجنولد تجارب معملية على التموجات الناتجة عن حركة الرياح في مجال

ناعمة منتظمة وأثبت من خلالها أن الحركات الايروديناميكية يمكن ان نستدل عليها من وجود تموجات رملية تظهر عندما تثار الرمال بفعل الرياح .

والواقع أن الاشكال الرملية الناتجة عن الارساب بفعل الحركات الايروديناميكية والتى تظهر بوضوح فى الكثبان الرملية العادية وللكثبان الضخمه Mega-Dunes تتكون كنتيجة للتفاعل بين حركات ثانوية للرياح و بين سطح الارض فكما يحدث على سطح مياه البحار من أثر الحركات الثانوية للرياح فى توليد أمواج متحركة وخطوط ازاحة مستمرة فان ذلك يحدث تقريبا على سطح سهل صحراوى مستوى وعندما تحمل الرياح كميات كبيرة فى الرمال السائبه فان الحركة تتوقف مع تراكم الرمال وتبدأ الرياح فى التفاعل مع السطح لتوليد حركات (تيارات) ثانوية تعمل على تشكيل الرمال المتراكمة وقد تتعقد هذه العمليات مع تغير السرعة والاتجاة مع التغيرات الفصلية خلال السنة .

ولتوضيح ماسبق نفترض وجود سهل مستوى مغطى بطبقة سمكيه من الرمال السائبة هبت عليه رياح من اتجاه ثابت تفوق سرعتها سرعة تحرك الرمال فتتكون نتيجة لذلك حركة تشبه الموجه تتقاطع مع الرياح نوعا ما ــ وقد يكون ذلك بسبب تغير مفاجىء فى درجة الحرارة أو أن هذا السهل يقع فى منصرف الرياح بالنسبة لاحدى الحافات المواجهة لهبوب الهواء ــ ومع هبوط الموجة قرب السطح يحدث تحرك الحافات لهبوب الهواء ــ ومع هبوط الموجة قرب السطح يحدث تحرك للرمال بكميات اكبر (راجع شكل ٥) وتنتقل الرمال المذارة من الاجزاء التى تزداد فيها السرعة الى المناطق الاقل لتتراكم عليها فى صورة أكمة حتى تصل السرعة فوق تلك الاكمة الجديدة الى معدل يكفى لاعادة تحريكها وهذا يشبه مايحدث عند تكوين التموجات . وعموما فان عملية الانتقال الضخمة تختص وترتبط بمثل هذه الاشكال بصورة منتظمة فالجانب من الكثيب المواجه للرياح يتعرض للنحت بمعدل اكبر من الجانب الاخر حيث تنتقل ذرات الرمال المنحوتة وتترسب خلف قمة الكثيب مباشرة عند هبوط التيار الهوائى الذى يحملها وعندما يتجاوز الانحدار فى ظل الرياح ٣٣° حينئذ تنزلق الحبيبات الى اسفل مكونه مايعرف بوجه الانهيار Slipface وفى دراسة لكل من فالجر Walger وسارنتين Sarnthein فى حقول الكثبان الرملية بصحراء موريتانيا وجدا أن

كمية الرمال التى تتحرك بهذه الطريقة تبلغ ٩٣ الف متر مكعب بينما تتراوح الكميات المنقولة عن طريق القفز مابين ٧ الى ٣ مليون متر مكعب .

و يرى باجنولد أن الكثبان الصغيرة تتحرك بسرعة تفوق سرعة الكثبان كبيرة الحجم ولذلك فهى تتحرك حتى تلتقى بالاخيرة وتندمج معها ونتيجة لذلك فالكثبان الصغيرة عادة ماتختفى بسرعة كما أشار الى انه قد وجد فى بيروكثبان من نوع البرخان تتحرك بمعدل سنوى يتراوح مابين ١٧ و٤٧ مترا كما لاحظ بيدنل Beandnill أن هناك علاقة وثيقة بين توزيع البرخانات وأحجامها مؤيدا فى ذلك ماذكره باجنولد فقد تابع معدلات تحرك خمسة برخانات فى منخفض الواحات الخارجة لمدة عام . وقد أظهرت نتائج متابعته لها أن الكثبان الاكثر فى ارتفاعها من ٢٠ مترا قد تحركت بمعدل ١٠,٩ متر فى السنة وأصغرها وارتفاعه أربعة أمتار تتحرك بمعدل ١٨,٤ مترا واستنتج من ذلك أن نطاقات الكثبان فى واحات مصر وشمال السودان قد تقدمت نحو ١٢٠ كليلومترا خلال سبعة آلاف سنة(٢٤) .

أهم الظاهرات الناتجه عن الارساب الهوائى :

١ ــ التموجات والحافات الرملية صغيرة الحجم تعد من الاشكال الرملية صغيرة الحجم والتى نشأت عن عملية ترسيب سريعة فوق سطح مستوى نسبيا و يعتمد طول موجتها Wave length على قوة الرياح كما تعتمد النسبة بين الارتفاع وطول الموجه Height/wave Length Ratio على عرض مسطح التموج ، وعادة مانجد ان هذه النسبة محدودة للغاية فى حالة الرمال المتجانسة فى حجم حبيباتها وتزيد مع وجود تباين كبير فى حجم الحبيبات ، ورغم نمو حجم هذه التموجات والتى تمتد محاورها متعارضة مع اتجاه الرياح فانها لاتعد كثبانا رملية ، وبالنسبة للحافات Ridges صغيرة الحجم فان حجمها وطول موجتها تزداد بوضوح مع مرور الزمن و يعتمد معدل نموها على كمية المواد الخشنة المتوافرة وعلى قوة عملية القفز.

---

(24) Bagnold, R.A., The Physics of Blaun Sand and Desert Dunes. London, 1941, pp. 203-205.

وهناك خمسة عوامل تؤثر فى ارتفاع وطول التموجات والحافات الرملية تتمثل فى الرياح التى تعد القوة المحركة لعملية قفز الحبيبات ، القفز ، الحبيبات السطحية Surfance Grains تضاريس المنطقة ، وضع أو حالة حركة الرمال مع التباين فى سرعة الرياح والتماثل فى حجم الحبيبات الرملية وجد أن طول الموجة يزداد مع تدرج الرياح فى السرعة بينما يستوى سطح التموج ويختفى عندما تتجاوز الرياح فى سرعتها حد معين و يظهر ذلك من الجدول التالى (٢٥) :

سرعة الرياح سم/ثانية	١٩,٢	٢٥	٤٠,٤	٥٠,٥	٦٢,٥	٨٨
طول الموجة بالسم	٢,٤	٣	٥,٣	٩,١٥	١١,٣	—

(راجع فى ذلك أيضا فى هذا المقال الجزء الخاص بقياس حركة الرمال فى الحقل والمعمل) .

و يرى باجنولد أن التموجات العرضية فى الرمال ترتفع بسبب عدم توقف انسياب الرمال حيث تتماثل طول موجتها مع متوسط طول المسافة التى تقطعها الحبيبات القافزة بسبب اصطدامها بالسطح ولذلك يطلق عليها اسم تموجات التصادم Impact Ripples.

و يتراوح معامل التموج Ripple Index ـ وهو عبارة عن النسبة بين طول موجة التموج وارتفاعها كما أشرنا انفا ـ ما بين ١٥ : ١٢٠ مترا و يزداد الى ما بين ٥٠ الى ٦٠ عندما يتسطح التموج أثناء هبوب رياح شديدة السرعة وقد سجل شارب سنة ١٩٦٣ معاملات تتراوح ما بين ١٢ ـ ٢٠ بمتوسط ١٥ وذلك بالنسبة للتموجات الحصوية الموجودة فى كثبان كيلسو Kelso بصحراء موها فى و يرى شارب أن هذا المعامل يتجه عكسيا مع حجم حبة الرمل و يرتبط مباشرة بسرعة الرياح . و يؤكد باجنولد بأنه يحدث ضغط على السطح الرملى أثناء تكوين التموجات ينتج عنه نحت بعض الحبيبات التى يعاد ترسيبها بسبب عدم

(25) Ibid, p. 205-225

قدرتها على التعلق ومثلها الحال مع الحافات الرملية فإن الحبيبات الخشنة تتجمع عند قمةالتموج التى تزداد ارتفاعا لتصل الى نطاق الرياح لقوته التى قد تعمل على نقلها ولذلك فإن ارتفاع التموج يعتمد الى حد كبير على قدرة الحبيبات الأخشن على البقاء فى مواقعها على القمة وبالصمود أمام هبوب الرياح الشديدة كما يعتمد أيضا على حجم الحبيبات الرملية المكونة للتموج .

وتتميز التموجات الكبيرة بعدم انتظامها وتباين حجم الحبيبات المكونة لها ويرى شارب أن عدم انتظام شكلها يرتبط مباشرة بتباين حجم حبيباتهافحيث تتجانس الحبيبات تكون تموجات صغيرةوالتموجات التى تتكون من حبيبات متجانسة (متوسط) أقطارها ٠٫٢٥ مم) تختفى عندما تزيد سرعة الرياح عن ٦٥سم فى الثانية أو تكون قدر سرعة تحرك الحبيبات ثلاث مرات .

٢ ــ الكثبان الطولية

وتعرف أيضا بالسيوف وهى منتشرة بشكل كبير فى الصحارى الداخلية كما هو الحال فى صحراء مصر الغربية وشبه الجزيرة العربية والصحراء الكبرى فى كل من ليبيا والجزائر وكذلك فى صحراء ناميبيا وصحراء أريزونا ، وتظهر عادة فى السهول المستوية نسبيا التى تغطى برواسب رملية مفككة ومنتشرة على مساحة واسعة ، ويرى باجنولد أن تلك الكثبان قد تكون ناتجة عن تيارات هوائية لولبية Helicoidal تقترن بالرياح القوية التى تهب بصورة دائمة من اتجاه محدد وتمتد محاورها فى موازاة هذه الرياح ، وقد أكد باجنولد أيضا بأن الرياح الجانبية تحول الشكل البرخانى الى كثيب طولى وذلك بالعمل على اطالة أحد قرنية وبذلك يصبح الشكل النهائى للكثيب محصلة لرياح ثنائية الاتجاه بمعنى آخر تهب عليه رياح من اتجاهين مختلفين وتعرف النظرية القائلة بذلك عند باجنولد باسم Two Wind Resultant Theory وقد أكد كل من McKee و Tibbitt هذه النظرية فى دراستها للكثبان الرملية لصحراء ليبيا سنة ١٩٦٤ فقد وجدا أن الكثبان الطولية قرب واحة سبها جنوب غرب ليبيا تتحكم فيها بدرجة كبيرة رياح قادمة من اتجاهين (الرياح الجنوبية الشرقية صباحا والرياح الشمالية الشرقية فى المساء) كذلك نجد هولمز يقترب فى تفسيره

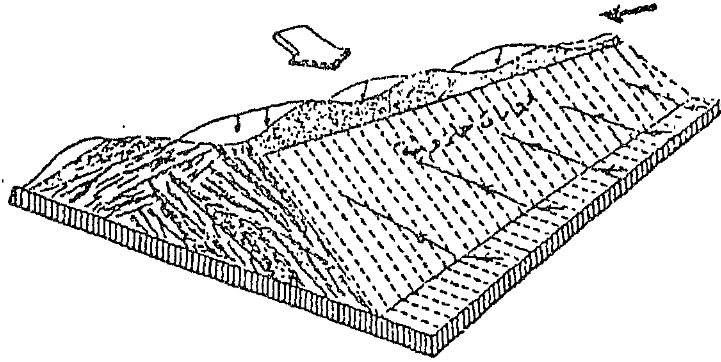
لتكوين الكثبان الطولية من تفسير باجنولد حيث يرى بأنه حيث تهب رياح دائمة من اتجاه ثابت وتأتى رياح جانبية قوية متقاطعة معها فتشبه ما يحدث بطريق بسير العربات ذو اتجاه واحد يفاجأ بقدوم سيارات اليه من أحد الشوارع الجانبية ولذلك فبدلا من تكون البرخانات تتكون سلسلة من الكثبان الطولية فى صورة حافات مسننة تمتد موازية للرياح السائدة(٦) ، و يضرب مثلا لصدق كلامه بامتداد سلسلة الكثبان الرملية الطويلة ـ غزد أبوالحاريق ـ الممتد جنوب منخفض القطارة حتى منخفض الخارجة تفصلها عن بعضها سطوح صحراوية عارية وحيث تتجه هذه الكثبان الى نطاق التجاريات الجنوبية الشرقية تتجه نحو الجنوب الغربى مكونة أشكالا هلالية . ومن جهة أخرى نجد جلينى Glennie غير مقتنع بهذه النظرية حيث يرى أن المعلومات المتاحة عن قوة واتجاه الرياح السطحية محدودة ولاتوجد تسجيلات على مدى الأربع والعشرين ساعة ولا يعرف فى تلك المناطق إلا النظم العامة للرياح .

و يوضح شكل (٥٢) تكوين كثيب طولى بهبوب رياح من اتجاهين رئيسين لاحظ ميل الطبقات الرقيقة فى الاتجاهين . وتظهر فى التلال الرملية بولاية نبراسكا الأمريكية والتى ترجع فى تكوينها الى أواخر البلوستوسين أعدادا من الكثبان الطولية يصل إرتفاعها الى ٣٠ متراً و يوجد من الأدلة ما يشير إلى أنه كانت يهب عليها رياح من اتجاهين أساسين فى فترة تكونها والمعروفة بفترة وسكونسن الجافة Dry late Wisconson Period وأهم هذه الأدلة يتمثل فى اتجاه أوجه الانهيار(٢٧) فقد كونت رياح الشتاء الشمالية الغربية برخانات ضخمة تتجه قرونها نحو الجنوب الشرقى لتأتى الرياح الصيفية التجارية الجنوبية الشرقية لتصطدم بالسفوح الشمالية للقرون حيث حولتها الى أوجه انهيار شديدة الانحدار مما يساعد بالتالى على تكون دوامات تتحرك نحو الشرق مكونة حافات طولية من الرمال تشبه السيوف و يرى وارين Warren أن هذه العملية يمكن أن نطلق عليها اعادة لبناء الكثيب و يرى بالتالى أنها تختلف قليلا عن مفهوم باجنولد الخاص بتكوين الكثبان الطولية .

---

(26) Ibid, pp. 222-224

(27) Warren, A., Opcite, p. 339.



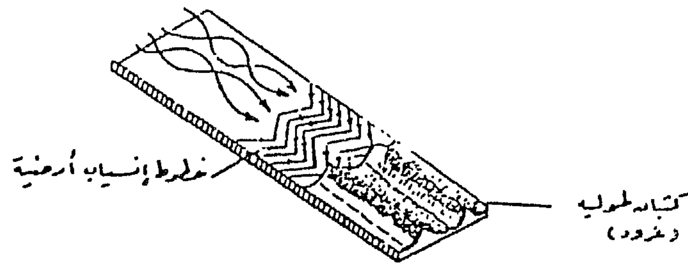
شكل رقم (٥٢) تكوين السيف بواسطة رياح تهب من اتجاهين مختلفين رئيسين في مواسم مختلفة أو أوقات مختلفة في اليوم الواحد.

و بالنسبة للتباعد المتماثل لحافات الكثبان الطولية لايوجد حتى الآن . تفسير كاف له وان كانت، هناك بعض الاراء التى تحاول تفسيره مثل رأىclos القائل بأن التباعد المتماثل أو المتوازن السيوف الرملية والكثبان النجمية Oghurds يرجع الى ثبات التيارات الهوائية المعروفة باسم تيارات سيشى Seiche-Type و يؤيده فى ذلك فولك Folk من حيث المبدأ وان كان يرى أنه بعد أن يتكون الكثيب ينتج صعود تيار هوائى فوقه و بالتالى تزداد سرعته تلقائيا و يزداد حجم الكثيب (شكل ٥٣) وطبقا لرأى كلوزفان هناك أدلة على ثبات الدوامات اللولبية وجدت فى الكثبان الرملية بصحراء سمبسون باستراليا حيث وجد ان هذه الكثبان تكونت حول نو ياتCores من رواسب فيضية قديمة لم تتحرك من مواضعها منذ بدأ الكثبان(٢٨) ولا شك ان هذا الرأى يتعارض بالطبع مع الرأى القائل بأن العديد من نظم الكثبان قد تكون فى فترة البلستوسين عندما كانت تسود ر ياح قو ية خاصة أثناء الفترات الجليدية حيث يربط Fairbridge بن تكون الكثبان النشط فى المناطق الصحراو ية

---

(28) Derbyshire, E., and Others,Opcite, p. 178.

وبين حدوث الجليد البليستوسينى فى العروض العليا كما يشير الى وجود كثبان طولية .ضـ..لفية تحت مياه البحر شمال استراليا وفى الجزيرة العربية وغرب أفريقيا . كما يلفت النظر أيضا الى ظهور بقايا لكثبان طولية فى كل من حوض الكونغو وجنوب السودان يحتمل رجوعها الى البليستوسين و يبرر وجودها فى تلك العروض الدنيا — فيما بين ١٠ شمالا وجنوبا من خط الاستواء — الى أن المسافات القصيرة بين مناطق الضغط المرتفع والمنخفض فى البليستوسين أدت الى زيادة سرعة الرياح .



شكل رقم (٥٢) دور الدوامات فى تكوين الكثبان الطولية (السيوف)

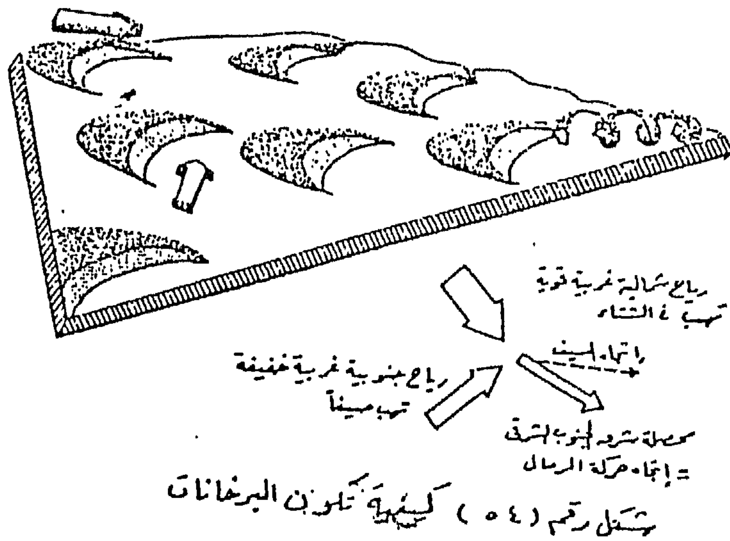
وأما عن ارتفاعات الكثبان الطولية فنجد أنها قد تصل إلى ١٢٠ مترا كما هو الحال فى ايران و يبلغ ارتفاعها فى مصر ١٠٠ متر وطبقا لباجنولد فإن عرضها تقريبا قدر ارتفاعها ستة مرات[٢٩] وقد تمتد الى مئات الكيلومترات مثل غرد أبى المحاريق الذى يمتد لأكثر من ٣٥٠ كيلومتر من جنوب منخفض القطارة متجها جنوبا بشرق حتى منخفض الخارجة .

٣ — الكثبان الهلالية Barchans

تظهر الكثبان الهلالية عادة بسبب هبوب رياح من اتجاه واحد uni-directional wind فوق رصيف صحراوى صلب مع توفر كميات كبيرة من الرمال السائبة و يبدو جانبه المواجه لهبوب الرياح قليل الانحدار يأخذ الشكل

(29) Thornbury, W. D., 1969, Principles of Geomorphology 2nd Edition, New York, p. 296.

المحدب Convex بينما يشتد الانحدار فى الجانب المقعر الواقع فى منصرف الرياح والذى ينحصر بين قرنين يشيران الى الاتجاه الذى تهب نحوه الرياح و يبلغ درجة انحداره نحو ٣٤° (وهى الزاوية الحرجة لاستقرار وثبات الرمال السائبة) ، و يتراوح عرض الكثيب الهلالى مابين ٥ ـــ ٤٠٠ متر وتتراوح المسافة بين القرنين مابين ٢,٥ ـــ ٢٥٠ متر كما يتراوح ارتفاعه مابين ٥ ـــ ١٥٢ مترا لاحظ شكل (٥٤) الذى يوضح الأبعاد المورفولوجية لبرخان نموذجى وكيفية تكوين البرخانات و يبدأ ظهور البرخان بتكون كومه تزداد ارتفاعا حتى يستقر الوجه المظاهر للرياح .



شكل رقم (٥٤) كيفية تكوين البرخانات

و يتميز القرنان باستطالتها بصورة مستمرة وقد يزداد أحدهما طولا عن الآخر مما يشير الى هبوب رياح غير منتظمة وقد يرجع السبب أيضا الى عدم انتظام كميات الرمال التى تضاف الى الكثيب أو الى ميل الرصيف الصحراوى الذى تكون فوقه وعادة مايتقدم البرخان باضافة كميات من الرمال الى قمته أو بازالة الرمال من أقدام الجانب المظاهر للرياح الى أن يصل انحداره الى ٣٤° وهى زاوية الاستقرار Angle of Repose وأما الجانب الآخر المواجه للرياح والذى يتميز بقلة انحداره وتحدبه فإنه يتعرض للنحت بمعدل أكبر من وجه الإنهيار

حيث تتحرك الرمال المنحوتة وتستقر مباشرة خلف القمة حيث يهبط تيار الهواء بتجاوز الانحدار فى الجانب المظاهر للرياح درجة الاستقرار حينئذ تنزلق الرمال الى أسفل مكونه مايعرف بوجه الانهيار Slipface (٣٠).

وعادة تختلف سرعة البرخانات النشطة تبعاً لأحجامها وأشكالها ومواقعها يعتبر ارتفاع وجه الانهيار بصورة عامة أكثر العوامل أهمية فى التأثير على حركة البرخان وان كان لايمكن تجاهل اثر كل من نظم الرياح وكميات الرمال (٣١) المتوافرة والطوبوغرافيا والغطاء النباتي.

وقد قامت دراسات هامة عن حركة الكثبان الهلالية فى منطقة وادى امبريال بولاية كاليفورنيا الأمريكية حيث تابع كل من شارب ولونج التغيرات التى طرأت على الكثبان فى تلك المنطقة خلال الفترة من ١٩٤١ حتى ١٩٦٣ أى لمدة عشرون عاما وأغلب هذه البرخانات تتميز بصغر أحجامها وعزلتها وأصغرها حجما تبلغ المسافة بين قرنية تسعة أمتار وأكبرها يتراوح ارتفاعها ما بين ٨ : ١٢ متر والمسافة بين القرنين بضعة مئات من الأمتار وبعضها يتميز برقته بمعنى أن العلاقة بين A (تعنى المسافة بين القمة والقاعدة) و C (تعنى المسافة بين القرنين) منخفضة و يقصد بهذا الاختصار أن المسافة الأفقية أكبر بكثير من المسافة الرأسية.

و يرى كل من شارب ولونج أن من الأهمية بمكان عند دراسة أثر شكل البرخان على تحركة أن نعرف ما إذا كان البرخان فى حالة نمو أم فى حالة ثبات وقد أشار أيضا بأن البرخان الذى له قمة وحافة Brink يسلك سلوكا مغايرا للبرخان الذى تنطبق قمته على حافته ولذلك من المهم أن تأخذ فى الاعتبار عند دراسة تحرك الكثبان فى السهول الصحراوية مدى الاختلاف بين قمة الكثيب وحافته أو طرفه. (٣٢).

(30) King, C.A.M., Opcite, p. 137.

(٣١) قد تظهر هذه الرمال على السطح أو تكون موجودة بكميات كبيرة فى الفراغات البينية للتكوينات الحصوية التى عادة ماتغطى الرصيف الصحراوى.

(32) Derbyshire, E., and Others, Opcite, pp. 181-182.

ومن الدراسات الخاصة بالكثبان الهلالية ماقام به هاستنراث Hastenrath سنة ١٩٦٧ من دراسة لأثر الحركات الايروديناميكية على البرخانات الهلالية فى منطقة بمبادى لاجويا جنوب بيرو حيث يمتد حقل الكثبان على مساحة مائة كيلومتر مربع فوق مستوى سطح البحر بـ ١٢٠٠ متر فى منطقة رصيف صحراوى مغطى بحصى ناعم وقام هاستنراث بقياسات عديدة فى الحقل منها طول وجه الانهيار Ls ، عرض القرن W، ارتفاع الكثيب H وذلك بالأمتار والزاوية الناتجة عن ميل الجانب المواجه للرياح مع سطح الأرض Sin E التحرك الكلى للكثيب خلال عدد من السنوات D_1 معدل التحرك بالمتر فى السنة

وقد ربط بين التباين فى شكل الكثيب وحجم الرمال بها وبتوقيعه للكثافة النوعية الكلية للكثيب (جرام/سم٣) وجد أن هناك انخفاض فى تلك الكثافة بالاتجاه نحو منصرف الرياح وظهر من دراسته أيضا أن تلك البرخانات قد تكونت ونمت الى أقصى حد لها ثم تقلص حجمها مرة أخرى وأزيل بعضها خاصة فى اتجاه منصرف الرياح(٣٣) .

ويمكن تلخيص دراسة هاستنراث فيما يلى :

أ ــ تحت ظروف رياح منتظمة مع توافر كميات كبيرة من الرمال وسطح مستوى فإن البرخانات تتحرك فى حالة من التوازن بمعنى أنها تتحرك دون اضطراب فى حجمها وشكلها .

ب ــ أن المواد الحصوية على الجانب المواجه للرياح من الكثيب تؤدى الى اضطراب تيار الهواء فوق الكثيب لدرجة يمكن أن يتقلص معها الكثيب أو يتلاشى تماما .

جـ ــ ان حركة الكثيب الهلالى تزداد بزيادة سرعة الرياح وان كانت الرياح غير المنتظمة القوية يمكن أن تؤدى الى تدميره .

وجدير بالذكر هنا أن البرخان عند تحركه عادة ماتبدى أطرافه ــ قرونه ــ حد أدنى من المقاومة عكس كتلته ولذلك فهى تتقدم بمعدل أسرع و يتراوح معدل

(33) Ibid, p. 183.

التحرك مابين ستة أمتار فى السنة بالنسبة للبرخان المرتفع كبير الحجم وأكثر من ١٥ متراً بالنسبة للبرخان الأصغر وكما ذكرنا فقد لاحظ بيدنل أن بعض كثبان الواحات الخارجة بمصر قد تحركت بمعدل سنوى ١٨,٤ م وهى التى لا يزيد ارتفاعها عن أربعة أمتار.

وفيما يلى توضيح لحركة الهواء وتحرك الرمال فى الجانب من الكثيب الهلالى المظاهر للرياح :

تزداد قوة الدوامات الهوائية وتزداد حجما على الجوانب من البرخانات المواجهة للرياح خاصة عند هبوب رياح عاصفة تتراوح سرعتها مابين ٦٠ــ ٨٠ كيلومتر فى الساعة(٣٤) وكما ذكرنا فإن الارساب يحدث فى هذا الجانب . عند انزلاق حبيبات الرمل وتراكمها أسفله عند اشتداد الانحدار وتجاوزه زاوية الاستقرار.

ورغم ان هناك الكثيرون من الجغرافيين أمثال شارب Sharp وكوبر Cooper لم يتأكدوا من أثر الدوامات فى تكوين الكثبان عند دراستهم الحقلية لها نجد من جهة أخرى أن ملاحظات Hoyt الحقلية سنة ١٩٦٦ على حركة الهواء فى الكثبان الرملية بصحراء ناميبيا أثبتت جزئيا أهمية الدوامات فى الجوانب المظاهرة للرياح فى كل من الكثبان العرضية والهلالية فقد وجد أن تيار الهواء المتحرك فوق جانب الكثيب المواجه للرياح يصعد الى أعلاها متخطيا قمته مستمرا فى تحركه فى اتجاهات متعددة فوق جانبه المقعر وعندما تشتد الرياح قوة فإن تيار الهواء المتحرك فوق الجانب المقعر يهبط أسفله و يعود فيصعد فوقه فى شكل دوامة كبيرة وطبقا لهوايت فإن هذا التيار قد يؤدى الى تحريك وازالة الرمال الموجودة على السطح فى مواجهة الكثيب ليصبح خاليا من الرمال حيث يتقدم فوقه الكثيب بعد ذلك وتتمثل أهم العوامل المؤثرة فى دوامة منصرف الرياح فيما يلى : Lee Eddy

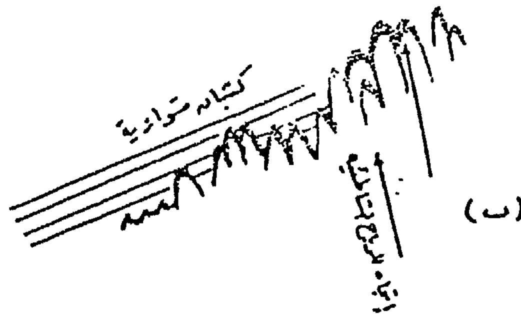
سرعة الرياح ، كمية الرمال ، حجم الحبيبات ، الرطوبة وارتفاع الكثيب وهذه العوامل يمكن أن تساعد على قوة الدوامة الهوائية فى التحرك وحمل الرمال(٣٥) فى اتجاه تحركها .

(34) Ibid, p. 183.
(35) Warren, A.,Opcite,p. 338.

و يذكر وار ين ان البرخانات فى عين صلاح بالجزائر يبدو أنها تولد دوامات قوية ومؤثرة عند أقدامها تؤدى الى اكتساح الرمال حيث تظهر فى صورة أشرطة رملية تمتد فى اتجاه تقدم الكثيب .

وهناك أنواع أخرى من الكثبان مثل الكثبان العرضية Trans-Verse Ounes وتتميز بقلتها فى الطبيعة وتمتد فى صورة سلسلة طولية تتميز قممها بالاستدارة نسبيا وتمتد متواز ية فى خطوط مستقيمة متقاطعة مع اتجاه الر ياح السائدة و يتراوح طولها مابين ٨ــ ٥٠ كيلومتر وارتفاعها مابين ١٦٥ : ٢٧٠ مترا وتشبه قممها قمم البرخان وتظهر بها بعض الحفر الناتجة عن الدوامات الهوائية كما أن ظاهرة الانزلاقات الثانو ية Slump شائعة بينها و يبلغ انحدار جوانبه المواجهة للر ياح ٢٥° وعادة مايرتبط هذا النوع من الكثبان بالصحارى القاحلة الخالية تماما من النباتات([٣٦]) شكل (٥٥) . وتوجد كثبان تشبه





شكل رقم (٥٥) أ- رسم توضيحى لأحد الكثبان القطعية .
ب- سلسلة من الكثبان القطعية لاحظ اتجاه الرياح ومحاور الكثبان

(36) Thornbury, W.D., Opcite,p. 298.

النجوم وهى الكثبان النجمية Oghurd تمتد على مسافة تتراوح مابين ١٠٠٠ إلى ٢٠٠٠ متر وتبدو فى الطبيعة ذات قم مدببة وأذرع ممتدة شديدة الانحدار بينما الأحجام الصغيرة منها ذات قمة واحدة ومن المحتمل أنها تكونت بسبب تغير فى اتجاه الرياح وربما نتجت عن التحام كثبان صغيرة بكثيب أكبر حجما وقد ذكرنا من قبل أن الكثبان الأصغر حجما تتحرك بمعدل أسرع من الكثبان الكبيرة ولذلك فهى كثيرا ماتلتحم بها عندما تقترب منها .

٤ ــ الكثبان الساحلية

تعد أكثر تعقيدا من الكثبان الصحراوية من حيث الشكل والتكوين رغم تشابهها فى بعض الملامح حيث ان خصائصها ترتبط الى حد كبير بالنباتات التى تنمو فوقها كما نجد أن كثيرا من المناطق الساحلية تقل بها الكثبان الرملية وان ظهرت فتبدو فى صورة حافات منخفضة موازية للشاطئ، وذلك عندما تقل كميات الرمال فى المنطقة الساحلية مما يؤكد أن تكونياتها مشتقة من رمال البلاجات ، و يؤثر النبات كثيرا فى الحد من سرعة الرياح وعندما تهب على الكثبان رمالا سافية فإنها تعمل على زيادة ارتفاع الحافات الرملية وتعمل على تثبيت النباتات التى تنمو فوقها مما يساعد بالتالى على زيادة التراكم و يلاحظ أن الكثبان الساحلية عادة ماتتبع اتجاه الرياح السائدة بدلا من اتباع خط الساحل والشكل (٥٥) يوضح العلاقة بين الكثبان الساحلية والرياح السائدة عند الطرف الشمالى الشرقى لخليج دندى على بحر الشمال(٣٧) وفى الساحل الشمالى لشبه جزيرة سيناء نجد أن الكثبان الساحلية ترتبط بوضوح بالتكوينات النباتية الملحية والجفافية التى تنمو فى هذه المنطقة حيث تتميز تلك الكثبان بصغر أحجامها وقلة تحركها إذا ماقورنت بالكثبان الرملية الهلالية التى توجد الى الجنوب منها بعيداً نحو الصحراء القاحلة والتى تتميز بسرعة تحركها وكبر حجمها . وقد رأى أبوالعينين خلال دراسته الحقلية فى التكوينات الرملية بمنطقة رشيد أن الأجزاء السفلى من الكثبان الرملية تبدو أكثر تماسكا عن طريق الحشائش وأحياناً النخيل بينما فى

---

(٣٧) تعرف هذه الكثبان الساحلية برمال بارى Barry وقد اتيحت الفرصة للكاتب أن يلاحظ خصائصها خلال وجودة فى تلك المنطقة سنة ١٩٨٢ ، ١٩٨٣ .

الأجزاء العلوية تبدو حبيباتها مفككة غير متماسكة و يبدو أثر التموج عليها بفعل هبوب الرياح كما هو الحال فى التلال الرملية القبابية المركبة فى منطقة رشيد(٣٨) .

وتظهر الكثبان الساحلية فى أشكال مختلفة وان كانت بصفة عامة تأخذ شكل القطع المخروطى Parabolic مع اتجاه الجانب المقعر نحو الرياح وأحيانا ماتأخذ شكل حرف وقد توجد كثبانا عرضية خاصة فى الأقاليم الجافة وشبه الجافة راجع شكل (٥٥) كما قد تظهر الكثبان الهلالية وذلك فى حالة ظهور مستوى سطح المياه الأرضية Underground Water Table بفعل عمليات التذرية Deflation وأحيانا ماتظهر فى منطقة كوينزلاند باستراليا حيث يصل ارتفاعها الى أكثر من ٣٧٥ مترا فوق مستوى سطح البحر كما تظهر تلال رملية معزولة يصل ارتفاعها الى أكثر من ١٥٠ مترا ممتدة لمسافة خمسة كيلومترات وهى عادة ماتظهر متوازية مع الرياح السائدة أو متقاطعة معها . وأهم العوامل المؤثرة فى الكثبان الساحلية تتمثل فى نظم الرياح السائدة ، كميات الرواسب المحلية ، طوبوغرافية المنطقة والتكوينات النباتية والموقع .

٥ ــ تكوينات اللويس :

تتميز بتكويناتها الدقيقة (٣٩) والتى تنقل بفعل التعلق حيث تظل معلقة فى الهواء لفترة طويلة الى أن تهبط مع سقوط الأمطار ــ والتى تعتبر بمثابة نويات أو أسطح تتكاثف عليها قطرات الأمطار وقد تهبط أو تتساقط بفعل التأثيرات الكهربائية فقد لاحظ Beaver سنة ١٩٥٧ ، أن العواصف الترابية غالبيا ماتظهر نشاطا كهربيا قويا و يرى أن احتمال حدوثه بسبب التحركات الشديدة والمكثفة للذرات الدقيقة وتتميز تكوينات اللويس بعدم طباقيتها وذلك يرجع

---

(٣٨) حسن سيد أبوالعينين ، أشكال التكوينات الرملية فى منطقة رشيد وضواحيها ، مقالا بالمجله الجغرافية العربية ، العدد السادس سنة ١٩٧٣ ، ص٢٣ .

(٣٩) تتميز اللويس الاولية أى التى ترجع فى أصلها الى الهواء ولم يعد ترسيبها بعوامل النقل الاخرى بدقة حبيباتها التى تتراوح مابين ٠٠٢ر ــ ٠٦ر مم مع ظهور بعض التكوينات الرملية كما أنها جيدة التصنيف .

أساسا الى تساقط هذه الذرات الصلصالية الدقيقة والتى تتميز بأنها أكثر قابلية للتلاحم من الرمال وذلك بسبب التجانس الكيماوى بين ذراتها واحتوائها على الرطوبة وعدم الانتظام فى شكل الذرات كما تعمل كربونات الكالسيوم التى تحتويها هذه التكوينات على التحامها ونظرا الى قلة نفاذيتها للمياه اذا ماقورنت بالرواسب الرملية فانها اذا وجدت بجانب الأنهار فتبدو فى صورة جروف شديدة الانحدار نحو مجرى النهر خاصة عندما تنمو فوقها الأشجار والحشائش التى تزيد من تماسكها ويميل لونها الى الأصفر أو البرتقالى وتنتشر فى مساحات واسعة من شمال الصين فى مقاطعة كانسو حيث تظهر كأراضى وعرة بسبب ازالة الغابات فى العصور الماضية ــ كما وجد فى ولايات الوسط الغربى بالولايات المتحدة و يطلق عليها هناك اسم Adobe كما توجد فى وسط وشمال أوربا وفى مناطق كثيرة أخرى فى العالم .

الفصل السابع

الأمواج : مفهومها والجهود السابقة التى بذلت فى دراستها

ــ الرياح والأمواج .
ــ طاقة الموجة .
ــ الأمواج والشواطىء
١ــ ارتداد الموجة
٢ــ انحراف الموجة
٣ــ تشعع الموجة
٤ــ تداخل الأمواج
٥ــ تكسر الأمواج
ــ بعض أساليب قياس الأمواج
ــ الأمواج وعملها المورفولوچى على الشواطىء
أــ الرواسب العالقة
بــ حركة الرواسب فى المياه الشاطئية
ــ التغيرات فى قطاعات الشاطىء
ــ حركة الرواسب على طول الشاطىء

الفصـــل الســابع

الأمـــواج

« مفهومها والجهود السابقة التى بذلت فى دراستها »

الأمـواج بـبـسـاطـة عبارة عن تموجات سطحية (Undulations) تسببها الـر ياح التى تهب فوق سطح البحر أو أى مسطح مائى آخر كالبحيرات والخلجان وهـذه التمـوجات الاهتزاز ية (Oscilatory) تنتشر على سطح البحر فى اتجاه هبوب الر ياح التى سببتها ومعنى ذلك أن الشكل فقط هو الذى يتحرك بينما حركة جزئيات الماء تكون محدودة .

وهـنـاك أنـواع أخـرى مـن الأمواج ليست من نتاج الر ياح ولكنها تتولد بفعل حـدوث الـزلازل والانـزلاقـات الأرضية فى قيعان المحيطات و يطلق على هذا النوع مـن الأمواج كلمـة تسونامى (Tusnami) اليابانية وتعنى هذه الكلمة لغو يا أمـواج المـد (Tidal Wave) رغـم أنها لاترتبط بأى شكل بالمد(١) وتعد أطول أنواع الأمواج حيث يصل طولها الى مئات الأميال وفترتها أكثر من ١٥ دقيقة ونظرا لا ثـارهـا المـدمـرة على الـسـواحـل الـتـى تتعرض لها تنتشر محطات الانذار الخاصة بـتـسـجـيـل مـواقـع حـدوث الـزلازل الـتى تسببها كما هو الحال على طول الساحل الـغـر بـى للـولايـات المـتـحـدة وسواحل اليابان . كما توجد أمواج محيطية تنتج عن جاذبية الشمس والقمر ولكنها أمواج غير محسوسة بسبب دقتها .

---

(١) تـعـد أمـواج تـسونامى أكثر أنواع الامواج تدميرا حيث تظهر بصوره فجائيه مرتبطه بأضطرابات قاع البحر من زلازل و براكين كما أن التفجيرات الذر يه قد ينتج عنها مثل هذه الامواج فينتج عن هبوط جزء من قاع البحر على سبيل المثال تحرك سلسله من الامواج التى ترحل المسافات بعيده بسرعه كبيره وخسارة محدوده فى طاقتها وتتميز فى المياه العميقه بارتفاعاتها المحدوده ولكن بتحولها مياها ضحله فأنها ترتفع الى مناسيب عاليه تؤدى غالبا الى أغراق السواحل التى تتعرض لها و يعتمد ارتفاعها فى المياه الضحله على شكل الساحل والاعماق التى امامه .

وجدير بالذكر هنا القول بأن العديد من الجوانب الخاصة بالأمواج غير معروفة يقيننا رغم العديد من الدراسات والتجارب الحقلية والعملية الخاصة بها و يرجع ذلك الى طبيعة الأمواج من حيث اختلاطها الشديد وتباين أحجامها وصعوبة قياسها خاصة فى منطقة التكسر أو أثناء هبوب رياح عنيفة وسط المحيطات ، ومع ذلك فقد تطورت الأجهزة الخاصة بقياسها وأصبح من اليسير الآن قياس قوتها وأبعادها والتنبؤ باثارها على المناطق الساحلية كما ساهم الحاسب الآلى كثيرا فى تطور وتسهيل عمليات التحليل الخاصة بالمادة العلمية الوفيرة التى يمكن الحصول عليها من قياسها فى الطبيعة وقياسات المتغيرات العديدة التى تؤثر عليها مثل سرعة الرياح وقوتها فى مناطق تولد الأمواج وأعماق المياه أمام السواحل وغيرها .

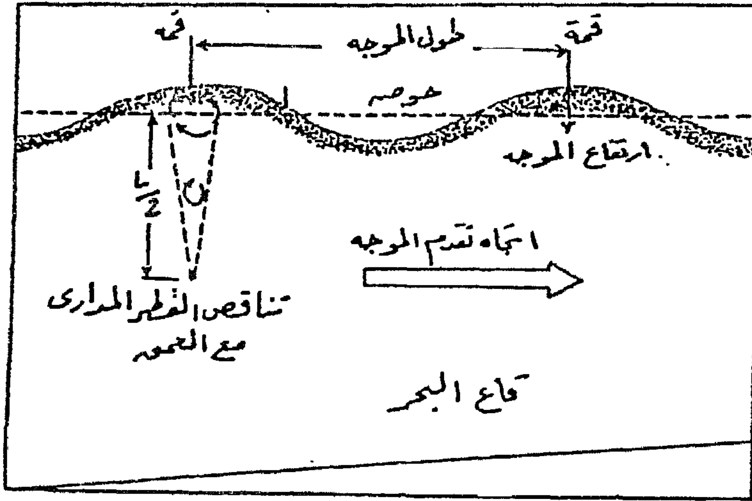
وقد جذب انتباه الانسان منذ القدم الحركة الاهتزازية للأمواج فقد يرى الأشياء تطفو فوق سطح البحر وتتحرك الى أعلى وإلى أسفل وإلى الأمام وإلى الخلف ولكنها لا تنتقل أفقياً لمسافات كبيرة وكانت أول نظرية علمية لتفسير ذلك قد ظهرت سنة ١٨٠٢ على يد الألمانى (Frantz Gerstner) حيث أوضح من خلالها بأن جزئيات الماء داخل شكل الموجه تتحرك فى مدارات دائرية (Circular Orbits) وان الماء يتحرك عند القمة حركة أفقية فى اتجاه تحرك الموجة بينما يتحرك عند قاع الموجة فى اتجاه عكسى وهكذا فإن أى جزئ من الماء على السطح يقتفى اثر المدار الدائرى والذى يساوى قطرة ارتفاع الموجة نفسها وحيث تمر كل موجة فإن الماء يعود فى الأغلب الى موقعه الأصلى كما ذكر جيرزنر أيضا أن الموجة عادة ماتكون ذات قمه مستديرة (Trochoid) فى المياه العميقة وقد أكمل أعماله بعد ذلك جورج ايرى (G. Airy) وكلپلفن وستوكس (Stokes) فى أواخر القرن التاسع عشر(٢) .

وقد كان كل من الألمانيين ايرنست (Ernst) وفيبر (W. Weber) من الرواد الأول فى عمل تجارب خاصة بالأمواج فقد نشرا كتابا فى سنة ١٨١٥ عن الدراسات الخاصة بصهريج الأمواج Wave Tank وكان هذا

---

(2) Bascon, W., 1959, Ocean Waves, In Oceanography Scientific American, San Francisco, p. 43.

الصهريج من ابتكارهما وكان طوله خمسة أقدام وذو جوانب زجاجية يتثبت عند أحد جوانبه أمبوبة يمكن من خلالها توليد أمواج بالصهريج وقد شملوا فى تجاربهم الماء والزئبق .. ومن نتائج تجاربهما أن الموجة المرتدة لاتفقد أى جزء من طاقتها كما تأكدا من الحركة المدارية لجزئيات الماء مع انكماش المدارات واتجاهها نحو التسطح مع قلة العمق .
شكل رقم (٥٦) .



شكل رقم (٥٦) يوضح طول الموجه وقممها وقاعها وقطرها وتقدمها

وفى القرن العشرين بدأت تتعدد الدراسات والتجارب لتضيف تقدما كبيرا فى مجال الالمام بخصائص الأمواج وتبلورت هذه الأعمال خلال الحرب العالمية الثانية مع تطور العمليات البرمائية Amphibios Operations فقد قام معهد سكريبس Scripps للاوقيانوغرافيا بالولايات المتحدة بمجهودات ضخمة لدراسة التفاعل مابين الرياح والأمواج خلال الحرب وكان علماء هذا المعهد ومنهم فالترمونك Walter Munk وهادولدسيردروب Hadold Syerdrup أول من وضح بطريقة كمية متكاملة كيفية انتقال الطاقة من الرياح الى الأمواج ومع هذه الدراسات ودراسات أخرى عديدة أكثر

تطوراً فإن دراسة الأمواج بدأت تدخل مرحلة جديدة خاصة بعد تطور الأجهزة العلمية الخاصة بقياس أبعاد الموجة فقد أصبح الآن من السهل قياس الأمواج وسط المحيط من السفن بواسطة مسجل الأمواج Wave Recorder كذلك تطورت وسائل قياس الأمواج فى المياه الضحلة قرب الشواطئ من المراكب أو بأجهزة قياس مثبتة على الشاطئ والآن يستخدم الرادار فى دراسة الأمواج خاصة فيا يختص بأبعادها وهى ارتفاع الموجة Wave Height والمقصود به المسافة الرأسية بين القمة والقاع التالى لها ، فترة الموجة و يقصد بها الوقت Wave Period المستغرق فى مرور قمتين متتالين على نقطة ثابتة فى الثانية وأحيانا مايطلق عليها تردد الموجة Frequency (٣) وأما طول الموجة Wave Length فهى عبارة عن المسافة بين قمتين وهى ترتبط مباشرة بفترة الموجة (شكل رقم ٥٦).

ونظرا إلى أن أمواج البحر متغير لا نهائى ومتجدد بصورة مستمرة فإن الطرق الاحصائية تعد من أفضل الوسائل لتحليلها و وصفها خاصة مع التطور الضخم فى أجهزة الكمبيوتر والبرمجة الآلية.

الرياح والأمواج :

يبدأ ظهور الأمواج عندما يؤدى الجر الناتج عن احتكاك الرياح بسطح الماء (Fractional Drag) فى تكوين تموجات (Ripples) به ومع استمرار هبوب الرياح فإن جانب الموجة المواجهة للرياح يمثل سطحاً يتعرض لقوة دفع الرياح مما يؤدى إلى تحريك الموجة إلى الأمام.

ونتيجة للجذب الناتج عن احتكاك الرياح بسطح الماء فإن أى ذرة فى سطح الماء المائج تدور فى مدار دائرى فى اتجاه أمامى عند قمة الموجة وفى اتجاه خلفى عند القاع وعندما يشتد هبوب الرياح يحدث تحرك أمامى للذرات عند قمة كل موجة على حده كما يكون تحركها الأمامى عند القمة أسرع قليلا من تحركها الخلفى عند قاع الموجة.

---

(٣) يقاس بدوره موجيه فى الثانيه وتسمى (H → Herts) نسبة الى عالم الطبيعه الالمانى (Hertz) الذى أكتشف Radio Waves

ونتيجة لتضافر عملية الجذب الاحتكاكي وعملية دفع الرياح لسطح الموجة فارن سرعة الموجة عادة ماتكون أكبر من سرعة الرياح المسببة لها (٤) .

ونظرا لطبيعة الرياح التى تتميز باضطرابها وتباين قوتها فإن الأمواج التى تتولد عنها تكون فى البداية ــ فى منطقة توليد الأمواج ــ مختلطة ومتباينة بشدة من حيث الحجم والسرعة فقد تظهر الأمواج صغيرة الحجم التى تتميز بشدة انحدارها بحيث تتكسر مكونه غطاءات بيضاء وتخرج الطاقة الكامة بها و يضاف جزء منها الى الأمواج الأكبر حجما وبهذا تختفى الأمواج الصغيرة لتفسح المجال أمام الأمواج الأكبر والتى يمكنها أن تختزن طاقتها بصورة أفضل ولكن مع هذا يستمر تكوين الأمواج الصغيرة . عندما تزداد قوة الرياح وسرعتها بصورة لاتستطيع الأمواج تحملها فيحدث أن يشتد انحدار قة الموجة وتتكسر فى البحر وهذا يحدث عندما تضيق القمة بوضوح ظاهر وتبدو كاسفين ضيق و يكون ارتفاع الموجة نحو $\frac{1}{٧}$ طولها (٥) و بصفة عامة عندما تولد الرياح أمواجا بأطوال مختلفة فإن أقصرها يصل إلى أقصى ارتفاع له ــ وبالتالى تتكسر ــ بمعدل أسرع من الأمواج الأطول والتى تستمر فى نموها وفى تحركها وانتقالها لمساحات بعيدة عن معدل الرياح المولدة لها حيث ان تلك الأمواج الطويلة يمكنها أن تستوعب كمية أكبر من الطاقة عنها مع الأمواج القصيرة تحت نفس الظروف .

والواقع ان كيفية انتقال الطاقة من الرياح الى الأمواج من الموضوعات الصعبة التى تواجه دارس الأمواج وذلك رغم تقدم أجهزة القياس وتطبيق الأساليب الرياضية الحديثة وربما ترجع الصعوبة الى مخاطر بل استحالة قياس تلك العلاقة بين الرياح وماء البحر أثناء هبوب العواصف العنيفة التى تؤدى الى اضطراب شديد فى مياه البحر وفى الوقت الحالى أمكن استخدام الردار فى الحصول على معلومات مفيدة فى هذا الموضوع (٦) .

---

(4) Butzer, K.W., 1976, Geomorphology from the Earth, Chicago, p. 224.
(5) Bascom, W., Opcite, p. 46.
(6) Newson, M.D., and Hanwell, J.D., Systematic Physical Geography, London, 1982, p. 182.

والأمواج ببساطة تتولد بالرياح عن طريق تحويل أو نقل الطاقة من الهواء الى الماء(٧) بحيث تنمو الأمواج فى الحجم مع زيادة قوة الرياح ومع زيادة فترة هبوبها وزيادة امتداد المسطح الذى تهب فوقه (Fetch) فى المياه المفتوحة وقد تتولد أعلى الأمواج ارتفاعا فى المناطق من المحيطات التى تتعرض للعواصف العنيفة مثل الهريكين والتى تبلغ سرعتها نحو ٨٠ ميلا فى الساعة وتولد أمواجا (يزيد ارتفاعها عن ٤٠ قدما أكثر من ٢٥ مترا) .

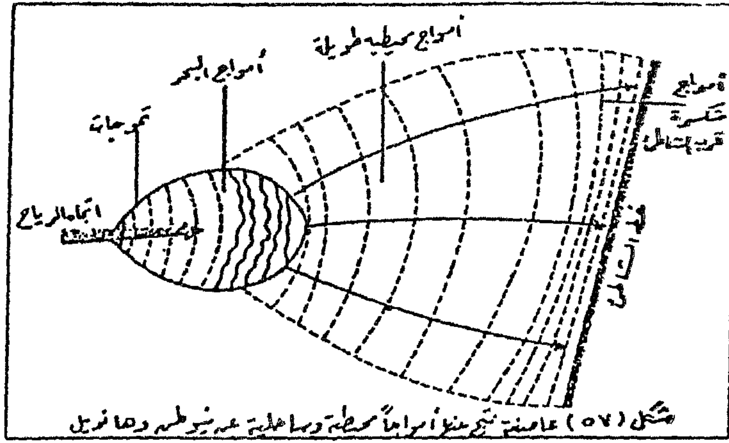
والأمواج التى تتولد بفعل الرياح تنقسم الى نوعين رئيسين (شكل ٥٧) :

أ ـ أمواج البحر Sea وهى تلك الأمواج التى تتولد أثناء هبوب الرياح أو العواصف فى خليط غير منتظم من أمواج متباينة فى أحجامها وفتراتها ومتداخلة مع بعضها البعض بصورة تعكس بوضوح خصائص الرياح المولدة لها وتنشأ تلك الأمواج فى منطقة نفوذ الرياح القوية أو العاصفة المولدة وعادة ماتأخذ مابين ١٢ ـ ١٤ ساعة لكى تتولد مع الأخذ فى الاعتبار التباين فى سرعة الرياح وفترة هبوبها (Duration) فنسيم سرعة عشرة أميال (١٦ كم) فى الساعة قد ينتج عنه أمواجا يزيد ارتفاعها على قدمين (٦٠ سم) ورياح بسرعة ٢٥ ميل (٤٠ كم) / ساعة تولد أمواجا يصل ارتفاعها الى أكثر من ١٥ قدما (٤,٥ مترا) واذا ماوصلت سرعة الرياح أو العاصفة الى ٥٠ ميلا (٨٠ كم) فى الساعة فإنها تولد أمواجا تزيد عن ٦٠ قدما (١٨ مترا) ارتفاعا ومعنى هذا ببساطة أن ارتفاع الموجة يزداد هندسيا مع زيادة سرعة الرياح وفترة هبوبها(٨) و يرتبط أيضا بالمسافة التى تهب فوقها تلك الرياح ففى المسطح أو المسافة القصيرة (Short Fetch) فإن حجم الموجة وفترتها تعتمد على طول تلك المسافة وعلى سرعة الرياح بينما فى المسافة الطويلة (Long Fetch) فإن حجم الموجة وفترتها يعتمد على سرعة الرياح وفترة هبوبها .

---

(٧) سوف تدرس بالتفصيل هذه العلاقة تحت عنوان « طاقة الموجه » فى الصفحات التاليه .

(8) Butzer, K.W., Opcite, p. 225.



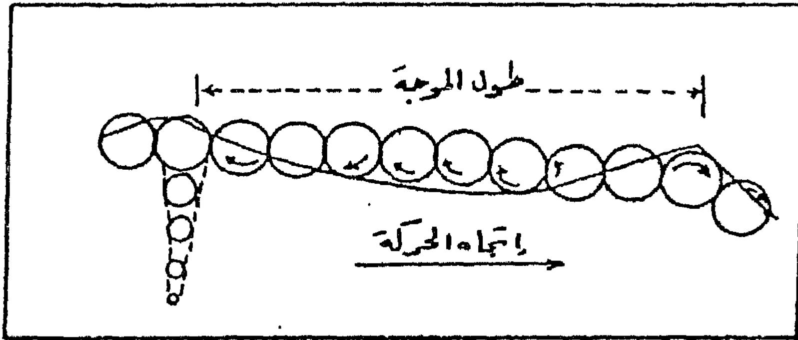
شكل (٥٧) عاصفة تتحرك وتكون أمواجاً محيطية وساحلية عن [illegible]

ب ـ الأمواج العادية (   ) : مع استمرار تحرك الأمواج وقدرتها على الخروج من منطقة نفوذ الرياح القوية أو العاصفة فإنها تستقل بنفسها وهى عادة تتمثل فى الأمواج الأطول والأقل ارتفاعا والتى تزداد انخفاضا مع استمرار تحركها وتتميز بانتظام نسبى و بساطة فى شكلها ومدى فترة الموجة بهذا النمط من الأمواج يتميز بضيقه الشديد ـ تتراوح فترتها ما بين ٦ : ١٦ ثانية ـ مما يدل على تجانسها الواضح وتباعدها المنتظم عكس الحال مع أمواج البحر (Sea) التى تتراوح فترتها ما بين ١,. من الثانية الى نحو ٢٠ ثانية مما يدل بوضوح على عدم انتظامها وعلى اختلاطها الشديد .

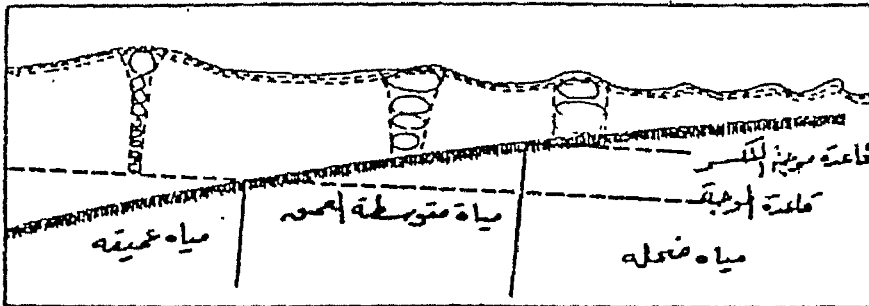
و يرى كارل بوتزر ان تلك الأمواج قد ينشأ مع انتهاء العاصفة كما ان هبوب رياح محلية ضعيفة لا يؤثر فى اتجاه تحركها .

والحقيقة ان هذا النوع من الأمواج بقممه المستديرة (rounded) وشكله التموجى المتجانس (sinusoidal) تعد أمواجا نموذجية يمكن أن تخضع بسهولة للأسس الرياضية لنظرية الموجة (Wave Theory،)(٩) فهى تتماثل مع نمط أمواج ايرى (Airy) التى تتميز بارتفاعها القليل فى المياه العميقة وتموجها وتحرك جزئيات الماء خلالها فى مدارات دائرية مغلقة عندما تكون فى

(9) Davies, J.L., 1980, Geographical Variations in Coastal Development, 2nd Edition, London, p. 25.



شكل رقم (٥٨) الحركة الاهتزازية للموجة



شكل رقم (٥٩)

المياه العميقة وتكون بيضاوية (١٠) (Elliptical Orbits) فى المياه الضحله (شكل ٥٨ و٥٩).

وقد تزداد فتراتها عن ١٦ ثانية خاصة فى نصف الكرة الجنوبى فيا بين خط عرض ٤٥° جـ والقارة القطبية حيث تمتد المسطحات المائية المتصلة فقُرب سواحل نيوساوث ويلز باستراليا تتراوح فترات الأمواج ما بين ٨ : ١٤ ثانية تصل الى ٢٠ ثانية أثناء هبوب العواصف مع ارتفاعات تصل الى ٣٠ قدما (٩ متر) وان كانت تظهر بعض الأمواج القليلة يصل ارتفاعها الى ٥٠ قدماً تنتج عادة عند حدوث انطباق بين موجتين مختلفين فى فترتيهما . كما تصل الى الساحل الغربى

---

(10) Derbyshire, E. and Others, 1979, Geomorphological Processes, London, p. 111.

لكاليفوريتا السفلى أمواج قادمة من جنوب المحيط الباشفيكى من مسافة ٨٠٠٠ كيلو متر وقد تصل أطوالها الى أكثر من ٦١٠ مترا (٢٠٠٠ قدم) مع فترات أكبر من ٢٠ ثانية

وقد اظهرت الدراسات التى قام بعملها كل من بيرسون Pierson ونيومان Neuman سنة ١٩٦٠ ان الاقاليم التى يزداد فيها معدل تكرار العواصف هى بذاتها الاقاليم الرئيسية التى تظهر بها الامواج المرتفعة كما قام Holcombe سنة ١٩٥٨م بتحليل ٢٥ مليون ملاحظه علمية عن الرياح فى البحر واستنتج منها ان خط العرض الرئيسى الذى يوجد به اكبر عدد من العواصف القويه يتمثل فى خط ٥٤° جنوبا شتاءا وخط ٥٦° جنوبا فى الصيف يماثله خط عرض ٦٢° شمالا صيفا و٤٦° شمالا شتاءا وان اكثر السواحل التى تتعرض للامواج المحيطيه Swell هى السواحل المفتوحه حيث تأتى اليها من مناطق بعيده . وحيث تتحرك تلك الامواج فانه بسبب انتشارها وتناقص ارتفاعها فانها تفقد جزءا من طاقتها و يقدر Bretschneider سنة ١٩٥٢ ان مابين ٨٠ــ ٩٠٪ من طاقتها تتبدد بعد مسافة ٢٠٠٠ كيلو متر من مصدرها ولكن بعد تلك المسافة فان معدل تبدد الطاقة يتناقص بشدة واذا ماقابلت رياحا تهب عكس اتجاهها فانها تفقد نتيجة لذلك جزءا من طاقتها واحيانا تؤدى تلك الرياح اذا ما كانت قوية الى تكسرها فى صورة غطاءات بيضاء تظهر فى المناطق البعيدة عن السواحل وسط المحيطات وعموما كلما كانت الموجة منخفضة ساعد ذلك على احتفاظها باكبر قدر ممكن من طاقتها واحتفاظها بشكلها (١١) الى ان تصل الى المياه الساحلية الضحلة .

سرعة انتشار الموجة: Wave Propation Velidity

كما ذكر فان الامواج الناتجة عن الرياح تعد امواجا اهتزازية متجددة Progressive لان شكل الموجه Wave form يرحل لمسافة بعيده عبر المياه السطحية للبحار والمحيطات ويمكننا الحصول على سرعة هذه الحركة

---

(11) Newson, M.D., and Hanwell, J.D. Opcite, p. 125.

الخاصة بشكل الموجه من خلال المعادلة التالية :

$$\text{س} = \sqrt{\frac{\text{ج ل}}{\text{٢ ط}} \ \text{طا أ} \ \frac{\text{٢ ط ع}}{\text{ل}}}$$

س = سرعة الموجه (قدم/ثانية) .

ع = عمق الماء بالقدم ، ط = $\frac{\text{٧}}{\text{٢٢}}$ = ٣,١٤١٩٥٢٦

ج = ثابت الجاذبية (فدم فى الثانية) .
ل = طول الموجه بالقدم ، أ تمثل ارتفاع الموجه .

ويمكن التعبير عن سرعة انتشار الموجه بالشكل التالى :
س = ل/ف (فترة الموجه)   C = L/T

وحيث ان ل تساوى تقريبا ١,٥٦ قدم مربع الفترة فى الثانية وذلك اذا كانت ل بالمتر واذا كانت بالقدم فان ل = ٥,١٢ مربع الفترة وهذا يعنى ان موجه فى مياة عميقة فترتها ١٠ ثانية يكون طولها ١٥٦ مترا وتكون سرعتها التقريبية ٥٦ كيلومتر فى الساعة وطول الموجه هنا نتج من حاصل ضرب الثابت ١,٥٦ فى مربع الفترة وهو هنا ١٠٠ ، واما السرعة فهى حاصل قسمة طول الموجه ل (١٥٦م) على الفترة (١٠ ثانية) وهى ١٥,٦ متر فى الثانية أو ٥٦١٦ مترا (٥٦,١٦ كم) فى الساعة(١٢) .

وجدير بالذكر هنا ان اطول فترة موجه سجلت كانت ٢٢,٥ ثانيه بسرعة اكثر من ٧٥ كيلومتر فى الساعة وهى من نمط الامواج المحيطية وهناك امواج قد تصل فترتها الى نحو ٣٠ ثانية ومازالت العوامل المسببة لها غير واضحة ويحتمل انها تنتج عن ضغوط تذبذبية Fluctuating Pressures فى منطقة توليد الامواج وهذا النوع من الامواج يسبب مخاطر شديدة بالنسبة للسفن خاصة عندما تنحصر السفينة

---

(12) Derbyshire, E., and Others,Opcite,p. 109.

بين قمتين من قمم هذه الامواج ، كما ان آثارها على الشواطىء مازالت فى حاجه الى دراسات تفصيلية .

والشكل السابق يوضح العلاقة بين طول الموجه ، فترتها وعمق الماء .

طاقة الموجه :

كما ذكر آنفا فان كيفيه انتقال الطاقة من الرياح الى الماء تعد من الموضوعات المهمة بالنسبة للكثيرين وفيما يلى ايجازا مبسط لتفهم موضوع تحول الطاقة من الهواء الى الامواج والذى يماثل كثيرا تحول الطاقة من الهواء الى السحب وتحركها فى إتجاه تحرك الرياح .

فالواقع ان انتقال الطاقة من جسم الى جسم اخرى باحتكاكها بيعضهما كما انها قد تنتقل دون احتكاك مباشر بينها فعلى سبيل المثال بالنسبة للحالة الاولى عندما يقذف لاعب كره التنس الكره بالمضرب فان الذى حدث بالضبط عبارة عن انتقال لجزء من الطاقة الحركية Kinetic Energy من المضرب الى الكره مما ادى الى رفعها فى الهواء بسرعة كبيرة والكرة فى حد ذاتها لم يكن بها أى قدر من الطاقة عندما كانت ثابتة على الارض ولكن مع تحركها فى الهواء فانها قد اكتسبت قدرا من الطاقة ادى الى سرعتها والتى ترتبط بمقدار ما اكتسب من طاقة و بالنسبة لانتقال طاقة الحركة من جسم متحرك الى آخر دون ملامسة مباشرة يمكن استنتاجها من اجراء تجربه بسيطة تتمثل فى حوض به ماء ساكن مثبت عند نهايته قطعة مثبته طاقية ، ثم تقوم بدفع قطعة اخرى من عند نهايته الاخرى المقابلة فالذى سيحدث عبارة عن تولد امواج على سطح الماء وتحرك القطعة أ فى حركة اهتزازية رأسية كنتيجة لانتقال الطاقه اليها من القطعة ب ومع تحرك الطاقه على طول سطح الماء فان جزئيات الماء Molecules تتذبذب الى اعلى والى اسفل متعامدة على اتجاه تحرك الطاقة ومايحدث فى هذا النموذج المبسط يمكن ان نتصوره مابين الرياح وسطح البحرر وان كانت اكثر تعقيدا بالاضافة الى ان سبل قياسها مازالت محدوده وتقابل بصعوبات عديده خاصه فى منطقة تولد الامواج حيث العواصف العنيفة والمياه المضطربة بالبحر .

بالنسبة للامواج فى المياه العميقه والتى تتميز بانتظام شكلها (نمط امواج ايرى) فان الطاقة الكامنة Potential Energy تتساوى مع الطاقة الحركية Kinetic والاولى تختزن داخل الموجه مع تحرك افقى محدود بينما الثانية تظهر فى تحرك جزئيات الماء فى مدارانها الدائرية .

ويمكن استنتاج طاقه الموجه (المنتظمة) من خلال المعادلة التالية([13])

$$E = \frac{WLH^2}{8}$$

E تمثل طاقة الموجة .

W وزن قدم مكعب من ماء البحر (٦٤ رطل) .

L طول الموجة .

H^2 مربع ارتفاع الموجه (حيث ان متوسط الطاقة لاى موجه يتناسب طرديا مع مربع ارتفاع الموجة) .

او قد تستخرج بالشكل التالى : .

$$E = \frac{1}{8} PgH^2$$

حيث P عبارة عن كثافه الماء و g ثابت الجاذبية .

اما بالنسبة لاستنتاج طاقة الموجه لكل وحدة مساحية فى حالة الامواج غير المنتظمة من نمط ستوكس Stockes فيصبح شكل المعادلة كالاتى :

$$E = \frac{1}{8} PgH^2 \left(1 - \frac{1}{8} K_d^2 H^2\right)$$

حيث Kd عبارة عن ثابت

ويمكن الحصول على معدل تحرك طاقة الموجه أو طيف الموجه Spec-trum بالمياه العميقة من المعادلة التالية([14]) .

$$Cg = \frac{1}{2} C = \frac{1}{2} \left(\frac{g}{2II} T\right)$$

Cg عبارة عن معدل تحرك الطاقه .

$$II = \frac{٢٢}{٧}$$ (ط) ..

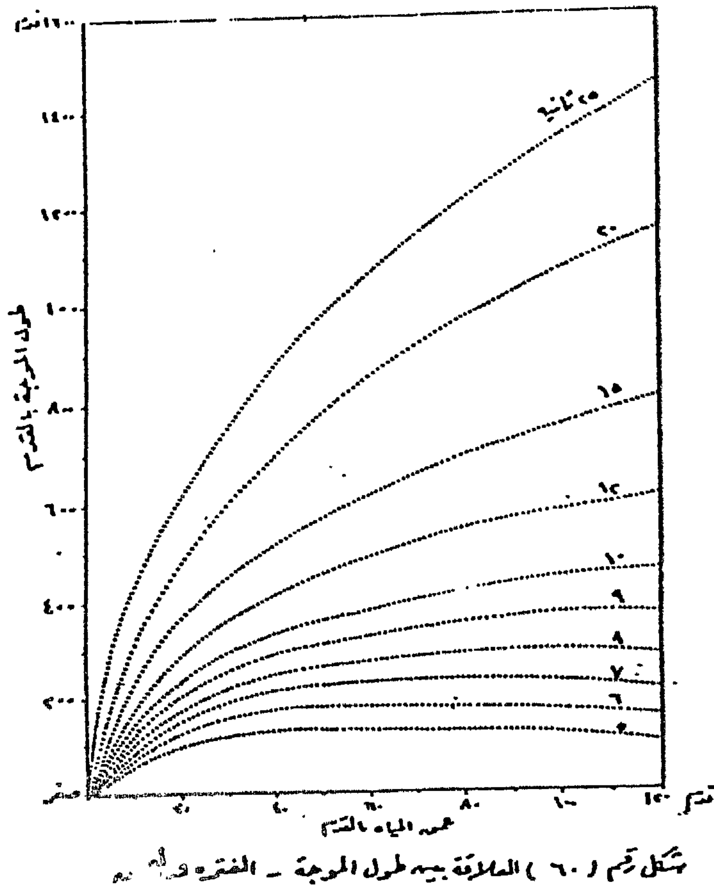
T = فترة الموجه .

---

(13) Derbyshire, E., and Others, Opcite, p. 108
(14) Ibid.

وتفقد الامواج جزءا من طاقتها اثناء تحركها على سطح البحر وكما ذكر فان الامواج المحيطية المنتظمة تفقد نحو ٩٠٪ من طاقتها بعد مسافة ٢٠٠٠ كم من مصدرها ثم يبدأ معدل فقدها لطاقتها ينقص بشدة ملحوظة بعد ذلك وان تكسر الامواج الصغيرة يضيف جزءا من الطاقة الى الامواج الاكبر، والتى تستطيع مقاومة عمليات التكسر فى المياه العميقة وكما سنرى فى الصفحات القادمة بانه عند دخول الامواج مجال المياه الساحلية الضحله يحدث تغير كامل على طاقتها وعلى خصائصها الاخرى .

وبالنسبة للتوزيع الجغرافى لطاقة الامواج فنجد ان الامواج ذات الطاقة المرتفعة توجد فى المناطق التى تتعرض للعواصف القوية خاصة على السواحل



شكل رقم (٦٠) العلاقة بين طول الموجة ـ الفترة

الغربية فى العروض المعتدلة حيث تسود الرياح الغربية وحيث تصلها الامواج الضخمه باعداد كبيرة تزيد كثيرا عنها فى السواحل الشرقية المقابله ، و يرى كينسمان Kinsman سنة ١٩٦٥م ان الرياح تتجه لتوليد امواج اكبر حجما وذلك عندما تكون درجة حرارة سطح البحر اعلى من حرارة الهواء الملامس له (١٥) .

وتتمثل الامواج متوسطة الطاقة على السواحل الشرقية فى العروض المعتدلة وتنخفض الطاقة فى امواج البحار المغلقه وشبه المغلقة مثل البحر الاحمر والخليج العربى وغيرهما وكذلك حول سواحل المتجمد الشمالى وحول سواحل القارة القطبيه (شكل ٦٠) .

الامواج والشواطىء :

عندما تكون الامواج فى مياه عميقه فان قطر المدار الدائرى لجزئيات الماء داخل الموجه يكون مساو يا لارتفاع الموجه ومع تحركها نحو المياه الاقل عمقا يظل يتناقص هذا القطر وتتوقف الحركة المدارية عند عمق اقل من نصف طول الموجه تقريبا (شكل ٥٩) فحيث تلامس الحركة المدارية قاع البحر أمام الشاطىء يؤدى هذا الى نقص سرعة الموجه وتحول المدار الدائرى الى مدار بيضاوى -Elli-ptical orbit- مع بقاء فترة الموجه كما هى دون تغير وكل موجه تصبح اقل سرعة من الموجه التاليه لها وتقترب مقدمات الامواج من بعضها وتتزاحم امام الشاطىء كذلك يؤدى قلة العمق الى زيادة كبيرة فى ارتفاع الموجه و بالتالى زيادة تحدرها وعندما تكون نسبة عمق الماء الى ارتفاع الموجه ما بين ١,١ الى ١ : ١ فأن القمة تتدحرج الى الامام(١٦) وترتفع الى اعلى و يبدو المظهر العام للامواج فى المناطق الضحلة مختلف تماما عن صورتها فى المياه العميقة فهى هنا عبارة عن قمم حادة تنفصل عن بعضها باحواض مسطحه نسبيا و يكون من المستحيل تحديد طول الموجه او فترتها فى ظروف التغيرات العديدة التى تحدث لها خاصة عند اقترابها من نقطة التكسر .

---

(15) Davis, J. L.,Opcite, P. 25.

(16) Butzer, K. W.,Opcite,p. 227

ويمكن من العلاقه الرقيه التالية تحديد العمق الذى تتكسر عنده الموجه .

وهى : (١٧) $Hb = 0.78d$

حيث ان Hb يمثل ارتفاع الموجه المتكسرة breaker عمق المنطقة و بالنسبة للامواج القصيرة فانها تتكسر عندما تصل نسبة ارتفاعها الى طولها Height Length ratio الى ٠,١٤٣ .

واذا كانت الامواج لاتتأثر بقاع البحر عند اعماق تزيد عن طولها فانها عندما تقترب من مياه اقل عمقا فان طولها وسرعتها ينقصان بصورة مستمرة مع اقترابها من المياه الضحله امام الشاطىء وتنعكس تضاريس القاع بوضوح على شكل الموجه حيث تؤدى الى انحراف قمم الامواج لتظهر امام الشاطىء متوازية مع بعضها تقريبا وتبدو هذه الظاهرة بوضوح مع الامواج التى تتميز بأطوالها الكبيرة وقد أظهرت التجارب أن هذه الأمواج ينتج عنها دفع الى الامام تجاه الشاطىء على طول القاع يزداد عندما تصل الموجه الى نقطة التكسر و يسبب ذلك تحرك الرمال تجاه الشاطىء ولذلك تعد هذه الامواج بنائيه عكس الحال مع الامواج القصيرة التى تصل الى المياه الضحلة منحدره يساعدها و يقويها هبوب رياح شاطئيه قوية مما يؤدى الى زيادة قدرتها على النحت والتدمير بخلق تيار متجه نحو البحر على طول القاع بصوره عنيفه تسمى تيارات شقيه drip currents. (١٨) (شكل ٦٠ ، ٦١) .

وفيما يلى دراسه مختصرة لاهم التغيرات التى تحدث على الموجه عند اقترابها من المياه الضحلة امام الشواطىء (١٩) .

١ ــ ارتداد الموجة Wave reflection

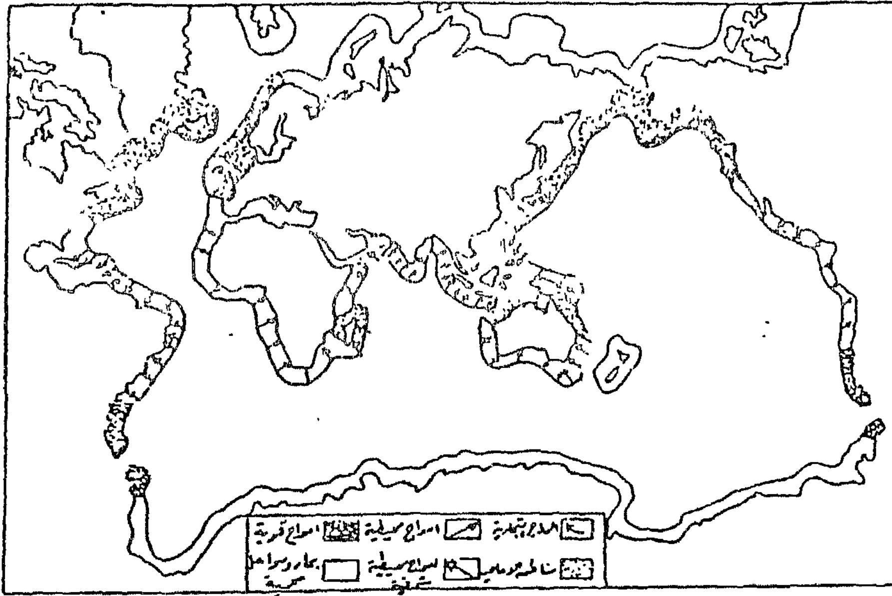
عندما تصطدم موجة بحاجز مستقيم Atrait barrier فانها ترتد

---

(17) Derbyshire, E., and Others,Opcite, p. 111

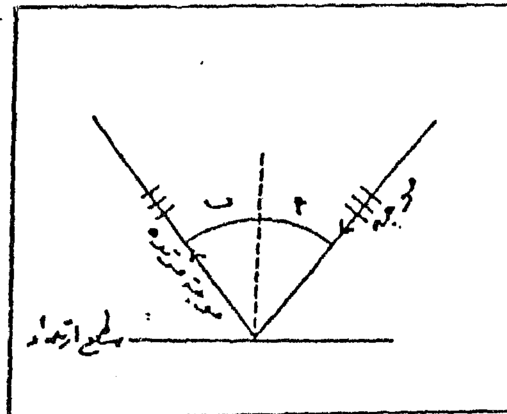
(18) King, C.A.M., 1978, Techniques in Geomorphology Edward Arnold, London, p.143.

(١٩) تكون المياه ضحلة اذا ما كانت النسبة بين عمق الماء الى طول الموجة أقل من ٥ر ويعبر عنها بالصورة التالية : ٥ر > d/L حيث d عمق المياه و L طول الموجة .



شكل رقم (٦١)

(تنعكس) الى الخلف كما يتضح ذلك من شكل (٦٢) والذى يبين اصطدام موجة بحاجز تمتد امامه مياه عميقة و يطلق على الخط العمودى المتقطع الخط العادى . Normal L والزاوية «أ» (مابين الخط السابق وخط اتجاه الموجة المصطدمة Unident Wave تسمى بزاوية الاصطدام و يطلق على الزاوية «ب» زاوية الارتداد أوزاوية الانعكاس وقد اظهرت التجارب العديدة انهما دائما متساويان واذا ماكان حاجز الاصطدام منحنيا Curved barrier فان



شكل رقم (٦٢)

الموجة المرتدة تتجه للتركز فى نقطة بؤرية Focal point ([20]) والموجة المرتدة عادة ماتفقد جزأ محدودا من طاقتها ويحدث لها ذلك عندما تصطدم بجرف صخرى منحدر تكون مياه البحر امامه عميقة وكلما زاد انحدار قاع البحر امام الجرف البحرى كلما زاد الفاقد من الطاقة عند ارتداد الموجة .

والواقع ان هناك عدة عوامل تؤثر فى الموجة المرتدة أهمها : درجة انحدار قاع البحر امام الجرف وتضاريسه كما ذكر وكذلك تكوين الشاطىء نفسه وعمق الماء امام الشاطىء وارتفاع الموجة فالموجة التى تتميز بقصر فترتها و بارتفاعها المتوسط فانها غالبا ماتتلاشى على شاطىء قليل الانحدار يتميز بتكويناته الرملية بينما الموجة ذات الفترة الطويلة والارتفاع المحدود غالبا مايحدث لها ارتداد كامل تجاه البحر. فبالنسبة لموجة ارتفاعها خمسة اقدام وفترة ١٠ ثانية (طولها فى المياه العميقة ٥١٢ قدم) فان النسبة بين ارتفاع موجتها المرتدة الى الارتفاع فى المياه العميقة وذلك من شاطىء منتظم الانحدار مكون من صخور غير مسامية — يختلف — كما يوضحه الجدول التالى تبعا لاختلاف معدل انحدار الشاطىء :

جدول رقم (٩)

الانحـــــدار	نسبة الارتـــداد
١ : ١٠	,٠٥
١ : ٥	,٠٣٣
١ : ٤	,٦٠ ([21])

٢ — انحراف الامواج

من الظاهرات الرئيسية التى يمكن مشاهدتها عند دخول الامواج منطقة المياة الضحلة انحراف قممها عند اقترابها من الشاطىء خاصة عندما يكون شديد الانحدار او عندما تقترب من حوائط من صنع الانسان مثل حواجز الامواج وغيرها

---

(20) Jardine, J., Nat Phil "O", London, 1974, p. 5
(21) Derbyshire, M., and Others,Opcite, p. 119

وانحراف الامواج يشبه كثيرا انحراف (انكسار) الاشعة الضوئية ولذلك فمعدل انحرافها يخضع لقانون سنيل Snells Law الخاص بانحراف أشعة الضوء بحيث تختلف معدلات انحرافها تبعا لاختلاف سرعتها .

وعندما تقترب الامواج تميل أمام الشاطىء فان خطوط القمة Crest lines تنحرف متوازية مع بعضها فى محاذاة خط الشاطىء وهذا التغير فى الاتجاه مع التغير فى السرعة يسمى refraction وهذا مايحدث تماما لانحراف أشعة الضوء بانتقالها من الهواء الى الزجاج مثلا حيث تنقص سرعتها خلال الاخير بنحو ٣٠٪ (٢٢) ويمكن توضيح ذلك بوضع لوح زجاجي بسمك مناسب فى صهريج الامواج Ripple Tank بحيث يكون عمق الماء فوقه ضحل جدا بالنسبة لبقية الاعماق بالصهريج وهنا سوف تظهر الامواج ــ فى الجزء الضحل ذات اطوال أقصر وحيث أن فترات الامواج ثابته (وذلك لان مولد الامواج يعمل بنفس المعدل) فان سرعة الامواج فى الماء الضحل ستكون بالطبع أقل . وبوضع منشور ثلاثى Triangle فى صهريج الامواج بحيث تصطدم الامواج بحافته بميل فان ماسيحدث هو تغير فى اتجاه الامواج عند مرورها بالجزء الضحل وماتؤكده هذه التجربة هو أن الاتجاه الذى تتحرك عنده الامواج ينحنى عندما تدخل مجالا تنقص فيه سرعتها(٢٣) وكلما زاد التغير فى السرعة زاد انحرافها كما هو الحال مع الاشعة الضوئية .

وهذا مايمكن ان يحدث امام الشواطى حيث ان طوبوغرافية القاع امامها وامتداد النتوأت اليابسة وتوغل الخلجان كلها تعمل على انحراف الامواج (٢٤) والتى يكون معدل تقدمها عند مداخل الخلجان ــ حيث المياه أعمق ــ أسرع منها فى المياه الضحلة أمام النتوأت الساحلية Promontories ويرجع ذلك الى أن

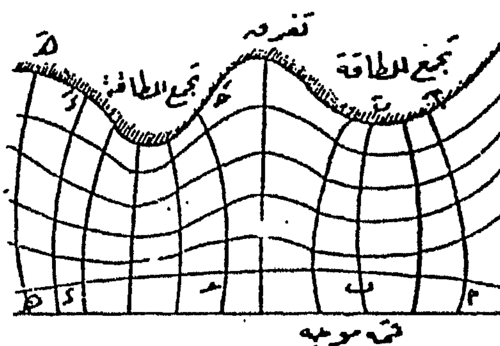
---

(22) Holmes, A., 1984, Princples of Physical Geology, 3rd, London, p. 504.

(23) Jardine, J., Opcite, p. 6

(٢٤) كذلك قد يحدث انحراف للموجة اذ ما هبت رياح محلية بزاوية على الشاطىء مستقيم مما يؤدى الى اقتراب الامواج من الشاطىء فى صورة منحرفة .

ضحولة الماء تزيد من فرصة احتكاك المدار البيضاوي لجزئيات الماء فى الموجة بالقاع وهذا يعنى أن النتوءات الساحلية منطقة تركز لقوة تلاطم الامواج عكس الخلجان . فمن شكل (٦٣) نجد ان قمة الموجة تتحرك من نقطة أ الى أ/ والقمة عند



شكل رقم (٦٣) إقتراب موجه من شاطئ متعرج

ب تتحرك الى ب/ وهكذا تأخذ قمة الموجة نفس الشكل المنحنى للشاطىء فعندما تصل الشاطىء موجة مثل (أ ب جـ د هـ) فان طاقة الموجة على طول القمة من أ الى ب تلتقى على الرأس فى مسافة أقل كثيرا عند أ/ب/ وكذلك فى حـ د وعلى العكس من ذلك فان قدرا محدودا من الطاقة مستمدا من الجزء (ب جـ) من قمة الموجة ينتشر على مساحة على طول الشاطىء من ب الى جـ حول الخليج الموضح بالشكل وهذا يفسر صلاحية الخلجان كمرافىء هامة للسفن بينما النتوءات معرضة للنحت وكلاهما معرض للأمواج وتبرز اهمية انحراف الامواج امام الشواطىء بالنسبة للجيومورفولوجين فى أنه يؤدى الى توزيع الطاقة بصورة تعمل على تعديل السواحل فالموجة تنحرف لتلتقى عند النتوء من كلا جانبيه ومن هذا فان الطاقة تتركز فى أقل امتداد من طول الموجة حيث يزداد ارتفاع القمة وحيث يدخل جزء من الموجة خليج فان مقدمة الموجة تطول بحيث ينقص بالتالى إرتفاعها .

وهكذا فمن الأهمية بمكان بالنسبة للتخطيط الهندسي لحماية السواحل الإلما الكامل بالمعالجة الكمية الدقيقة لخصائص الأمواج وانحرافها أمام السواحل وأثر الظاهرات المورفولوچية الغارقة على انحراف وقوة الأمواج فقد تم بناء ا بر للأمواج

فى منطقة لونج بيتش بكاليفورنيا لحماية البلاچ من نحت الأمواج وقد هدم جزء منه بفعل أمواج قوية وقد أعيد بناء الحاجز ولكن فى سنة ١٩٣٩ قد تكسر تماماً بفعل الأمواج وقد قامت دراسات لانحراف الأمواج فى هذه المنطقة قام بها بول هورر Paul Horrer بمعهد سكر بيس وأثبت أن الأمواج المحيطية الطويلة القادمة من الجنوب الشرقى هى المسببة فى كسر حاجز الأمواج وكان لوجود حافة غارقة على بعد سبعة أميال من الشاطىء بعمق الماء فوقها ٢٥٠ قدماً . الأثر الكبير فى تركيز قوة الموجة وزيادة ارتفاعها عن المعدل بثلاث مرات ونصف ومنذ الحرب العالمية الثانية بدأ الاهتمام بتتبع التغيرات التى تحدث فى طول وسرعة واتجاه الأمواج المقتربة من الشواطىء وأمكن من خلال تحليل الصور الجوية رسم خرائط طوبوغرافية لقيعان البحر القريبة من السواحل (٢٥) وتحليل التباين فى انحراف الأمواج وطاقة الموجة وارتدادها وغيرها من الخصائص التى يمكن أن تمدنا بالعديد من المعلومات التى تفيد كثيراً فى المعالجة المورفولوچية للسواحل خاصة بعد استخدام الكمبيوتر والوسائل العلمية المتقدمة فى عمليات التحليل للمادة العلمية الغزيرة المستمدة من الدراسات الحقلية والمعملية .

٣ ـ تشعع الموجة wave Deffraction

عندما تصطدم الأمواج بحاجز متوغل فى البحر مثل حاجز الأمواج barri-er أو الألسنة الخرسانية وغيرها فإن طاقة الموجة تمر خلف هذا الحاجز وعادة ما تتجه الأمواج الى الإلتفاف حوله ويمكن تفسير ذلك بالانتشار الجانبى لطاقة الموجة على طول قمتها خاصة عندما تكون الموجة مرتفعة واذا كان هذا الحاجز طوله أصغر من طول الموجة فلا يظهر أى طيف للموجة على الإطلاق وحيث يكون قاع البحر فى موضع التشعع منتظماً فإن مقدمة الموجة تأخذ الشكل التقريبى لأقواس دوائر متعاقبة طول مركز موضعه عند نهاية الحاجز واذا ما مرت الأمواج خلال ثغرة أو فتحة فى الحاجز فإنها تظهر فى شكل أنصاف دوائر منتظمة .

---

(25) Bascon, W., Opcite, p. 49.

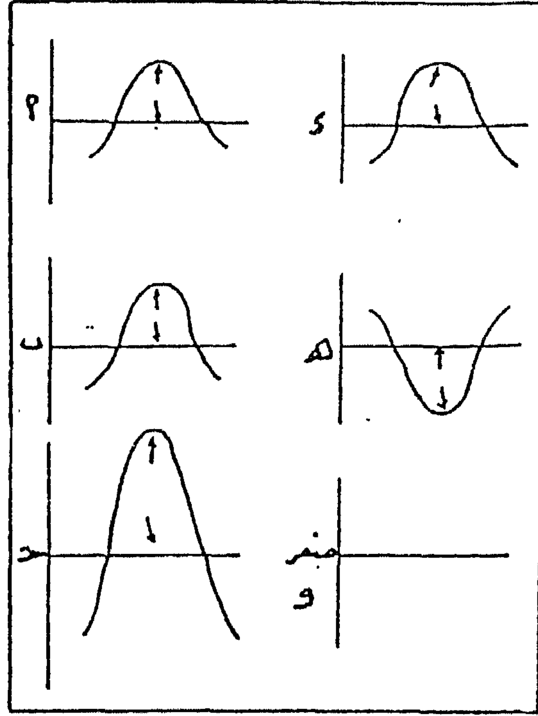
٤ ــ تداخل الأمواج : Wave Interference

يحدث تداخل الأمواج أمام الشاطىء إذا ما ارتدت موجة نحو البحر فيؤدى هذا الى تداخلها مع الأمواج التالية لها فى نمط شبكى معقد وكثيراً ماتعمل الرياح المحلية على توليد أمواج شاطئية تتداخل مع الأمواج المحيطية القادمة من مناطق بعيدة واذا ما ارتدت موجة الى الخلف بعد تكسرها تكسراً جزئياً فيكون ارتدادها منحرفاً بشكل واضح مما يجعلها محجوزة بين الشاطىء التى تمتد فى موازاته تقريباً ــ وبين الأمواج القادمة المقتربة من المياه الضحلة فى اتجاه معاكس لاتجاه الموجة المرتدة ويطلق على الأخيرة فى هذه الحالة الأمواج الحادةEdge Wave ويرى البعض أمثال Bowen واينمان أن حدوث مثل هذه الأمواج وتداخلها مع الأمواج العادية يرتبط بظهور العديد من الأشكال الرسوبية على طول الشاطىء مثل الحواجز الرملية هلالية الشكل وغيرها ، والتداخل بين الأمواج يحدث بوصول قمتين لموجتين فى نفس الوقت وبنفس المكان بمعنى آخر عند وصول موجتان متشابهتان فى ترددهما وفترتها فى مكان واحد . ففى صهريج الأمواج اذا ماتولدت موجتان على سطح الصهريج بحيث تظهر قمتين فى نفس المكان ونفس الزمن (شكل ٦٤ أ ، ب) فتظهر النتيجة فى شكل ٦٥ جـ حيث تنطبق القمتان فوق بعضها لتكونا قمة أكبر حجماً وارتفاعاً و يقال أن الموجة مكملة فى شكلها Inphase ولو حدث أن القمة «د» قد وصلت فى نفس مكان ووقت وصول حوض الموجة « هـ » فيؤدى هذا الى تلاشى الموجتين وفى هذه الحالة تسمى موجة منتهيةout of phase حيث يؤدى تداخلها بهذه الصورة الى اختفائها (٢٦) واذا ما كانت الموجتان متماثلتان تماماً فى أحجامها وارتفاعها وفترتها فإن تطابق قمتيها يؤدى الى تكوين موجة ارتفاعها ضعف ارتفاع أى واحدة منها قبل التداخل .

٥ ــ تكسر الأمواج : Wave breaking

يعد التحول النهائى للموجة العادية ــ بفعل المياه الضحلة الى أمواج متكسرة

(26) Jardine, J.,Opcite, p. 6



شكل رقم (٦٤)

breaking خطوة هامة فى العمليات المورفولوچية الساحلية فالموجة بالقرب من السواحل الضحلة يقصر طولها وتشتد انحداراً حيث أن احتكاكها بالقاع أدى الى تحويل الحركة المدارية لجزئيات الماء الى مدارات بيضاوية مائلة Tilted Ellipses مع زيادة سرعة الذرات فى القمة مع ارتفاعها واندفاعها نحو اليابس وفى النهاية تنهار مقدمة الموجة لعدم وجود دعامة ترتكز عليها و بذلك يحدث ما يعرف بالتكسر breaking (٢٧) .

والواقع أن الحركة الميكانيكية للأمواج عند تكسرها ما زالت فى حاجة

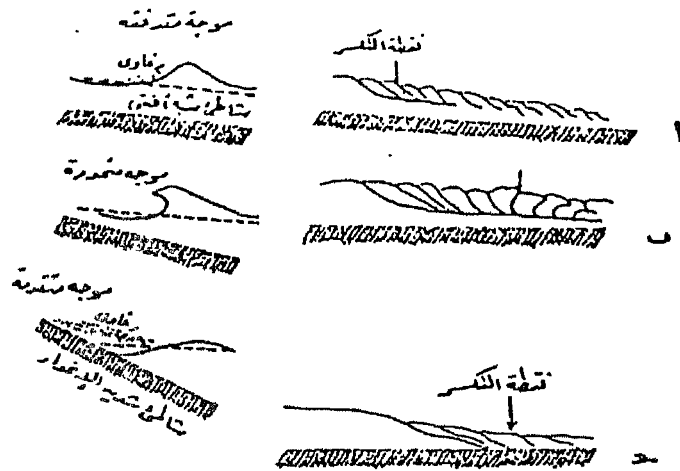
---

(٢٧) فحيث يتكسر مدار الجزئيات فان الموجة نفسها تتكسر و يقدران العمق الذى تتكسر عنده الامواج يتراوح ما بين ١٫٢٥ و ٧٥ر من ارتفاع الموجه التالية لها والتى لم تتكسر بعد وعادة ما تتكسر الامواج اذا ما فاقت سرعة ذرات الماء عند القمة سرعة القمة نفسها .

لدراسات وأبحاث عديدة لكى تتضح جيداً وقد قام كوكيليت Cokelet سنة ١٩٧٧ بمحاولات لدراسة الأمواج بعد التكسر وسبقة ميلرMiller سنة ١٩٥٦ بتجاربه العملية التى أعطت نتائجها معلومات مفيدة عن تكسر الموج وما يرتبط بها من دوامات Eddies وأثرها فى عملية الارساب على طول الشاطىء .

وجدير بالذكر هنا أن الأمواج قد تتكسر فى ظروف هادئة تماماً حيث توجد تيارات متداخلة مع بعضها أمام الساحل .

ويمكن تحديد ثلاثة أنواع من الأمواج المتكسرة على الشاطىء تبعا للتباين فى العوامل التى أدت إلى تكسرها مثل إنحدار الشاطىء وعمق الماء أمامه ودرجة تحدر الموجة وقوة واتجاه الرياح وغير ذلك .
شكل ٦٥ (ا، ب، حـ).



شكل رقم (٦٥) أنواع الأمواج المتكسرة

ا ــ الموجة المنحدرة : Plunging breaker

وتنتج من تكسر موجة محيطية طويلة ومنخفضة على الشاطىء شديد الانحدار يتميز بتكويناته الحصوية الخشنة وتتميز هذه الموجة بتكور مقدمتها الى أعلى pilesup وانهيارها بصورة فجائية وتفقد معظم طاقتها فى منطقة التكسر

وعـنـدمـا تندفع المياه الى أعلى الشاطىء فإنها تتشكل فى أمواج أصغر Surfzone حـجـمـاً تـتكسر مرة ثانية عند منسوب أعلى وتعد هذه الأمواج من الأمواج المدمرة والـتـى يمـكـن بـسهولة ملاحظتها فى المناطق الشاطئية وعادة ما تحصر داخلها كمية ضـخـمـة مـن الهـواء المـضـغـوط يبدو واضحاً عند انهيارها وخروج الهواء مصحوباً بـفـرقـعـات عـنـيـفـة وعلى بعض. الشواطىء فإن الطاقة الناتجة من تكسرها ترتد نحو الـبـحـر فى صورة تيارات قوية وخطيرة وهى المعروفة بالتيارات الشقية Rip-current

ب ـــ الموجة المتدفقة Spilling breaker

وهذا النوع من أمواج التكسر يرتبط بالأمواج الناتجة عن رياح تتميز بقصر فترة هبوبها خاصة عندما تهب فى اتجاه حركة الموجة وتبدو مقدمتها مغطاة برغاوى البحر foam والـفـقـاعـات المـائـيـة bubbles بـسـبب اضطرابها ومن أهم خصائص هذه الأمـواج أنهـا تـفـقـد طـاقـتهـا تـدريجـيـاً ولـيـست بصورة فجائية وسريعة كالأمواج المـنـحـدرة ـــ حـيـث تتقدم الى الأمام نحو الشاطىء والذى بدوره عادة ما يتميز بقلة انحداره وتـكـوينـاته الرملية الناعمة (شكل ٦٦ أ) وهى عادة من الأمواج البنائية التى تعمل على الارساب عندما تنسكب مقدمتها كفرشة رغوية متسعة (٢٨) .

جـــ الأمواج المندفعة (المتقدمة)

وهـى فى الـواقـع أمـواجـاً غير مـتكسرة ولكنها تتقدم باندفاع نحو شاطىء شديد الانحـدار (شكل ٦٦ جـ) ولذلك فهى تتميز بقلة الرغاوى والفقاقيع وهى أقرب فى شكـلها الى الموجة الاهتزازية التى تتحرك حركة رأسية الى أعلى والى أسفل أمام شاطىء شديد الانحدار، تتميز المياه أمامه بعمقها الكبير نسبياً .

ويمـكـن لـكـل مـن الموجة المتدفقة والمندفعة أن تعيد شكلها مرة أخرى بعد أن تـتـكـسر مع بعض التغييرات بينما الأمواج المنحدرة تتشوه تماماً بعد تكسرها خلال فترة زمنية محدودة .

---

(28) Clark, W.M., 1979, Marines Processes, In Processes in Geomorphology, London, p.358.

وطبقاً لتصنيف جالفن Galvin سنة ١٩٦٨ فإن هناك نمطاً رابعاً من أمواج التكسر يطلق عليه الأمواج المنهارة Coilpasing وهذه حالة وسط بين الأمواج المنحدرة والمندفعة .

ومن العلاقة التالية ــ (التى وصفها جالفن سنة ١٩٦٨) ــ يمكن تحديد نمط الموجة المتكسرة (٢٩)

$$h. \; \infty \; 10 \; Tan^2 \; B$$

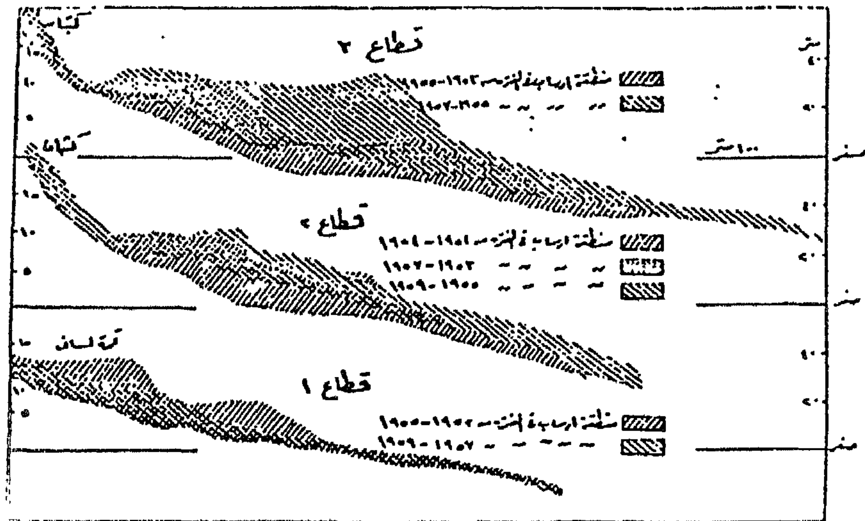
B درجة انحدار الشاطىء

∞ ترمز للمياه العميقة

h ارتفاع الموجة

O طول الموجة

فإذا كان ناتج هذه العلاقة أكبر من ٨ , ٤ تكون الموجة متدفقة ومابين ٠٩ , و٨ , ٤ تكون منحدرة وأقل من ٩ , ٠ تعتبر موجة مندفعة (متقدمة) .

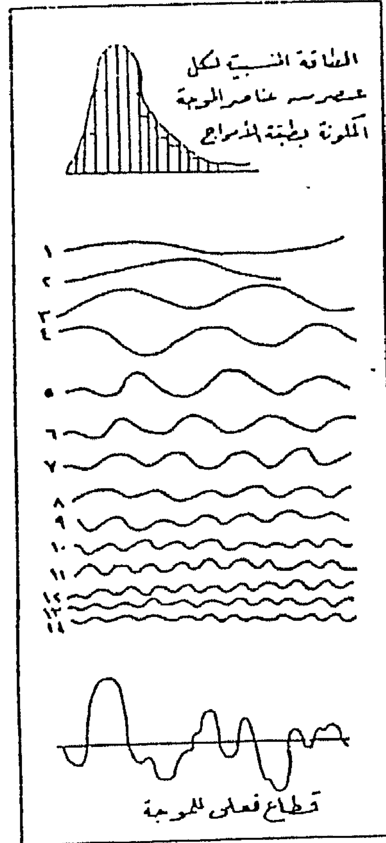


شكل رقم (٦٦)

(29) Ibid, p. 358

بعض أساليب قياس الأمواج :

رغم تعقد واختلاط الأمواج مع بعضها فيا يعرف بطيف الموجة Wave spec-trum (شكل ٦٧) فقد أمكن للطرق الاحصائية الحديثة تحديد أبعاد الموجة ومن ثم استنتاج خصائصها والتى ذُكرت آنفاً فقد أمكن الحصول على ارتفاع الموجة وفترتها ــ بإعتبار أنهما من القيم الاحصائية ــ من طيف الموجة الذى يتميز بتعقيده وشدة اختلاطه فالبنسبة للارتفاع وجد أن متوسط ارتفاع أعلى ٣٣ ٪ من أمواج الطيف والتى تم تسجيلها يعد رقماً مفيداً من وجهة النظر العملية و يرى طوكر Tucker أنه مع ذلك يمكن استخدام متوسط ارتفاع أعلى موجتين متتاليتين خاصة إذا ما كانت القياسات دقيقة بدرجة كبيرة .



شكل رقم (٦٧)

وبسبب صعوبة الحصول على أجهزة قياس أبعاد الموجة فإنه من المفيد عمل قياسات تقريبية لإبعاد الأمواج فى منطقة الدراسة فيمكن حساب فترة الموجة بسهولة بواسطة ساعة سباقStop watch وذلك بملاحظة وتحديد الفترة الزمنية التى تستغرقها عشر قمم موجية عند مرورها على علامة ثابتة كشاخص أو غير ذلك ومتوسط هذه القيمة يمكن أن تعطى فكرة معقولة عن فترة الموجة بالمنطقة المراد دراسة الأمواج بها خاصة عندما تكون تلك الأمواج من النوع البسيط المنتظم فى شكله (الأمواج المحيطية) وبمعرفة فترة الموجة يمكن حساب طولها من العلامة التى ذكرت آنفاً حيث طول الموجة = ١٢ , ٥ مربع فترة الموجة (بالقدم) والواقع أن حساب طول الموجة ضرورى وذلك لتقدير درجة انحدار الموجة Wave Steepness حيث أن تحدر الموجة يعد أهم العناصر فى العلاقة بين الموجة وتشكيل الشاطىء كما يمكن قياس ارتفاع الموجة بواسطة عمود مدرج ومرتفع نسبياً وذلك فى المياه الضحلة ويمكن استخدام التيود وليت بوضعها على مسافة من الشاطىء فوق عوامة buoyبحيث تتحرك الأخيرة مع الأمواج وتقاس الزوايا الرأسية مع تتابع قمم الأمواج وأحواضها بإستخدام عمود مدرج على مسافة من التيود وليت والواقع أنه بقياس سلسلة من ارتفاع الموجة فى أعماق مختلفة يمكن أن يضيف معلومات مفيدة عن مدى التغيير فى ارتفاع الموجة مع تحركها من مياه عميقة الى مياه ضحلة ولإستنتاج بيانات أفضل يستحسن استخدام مقاييس ضغط الموجةPressures wave gauge حيث أنها تسجل بصورة مستمرة (٣٠) راجع شكل (٦٠) يبين العلاقة بين عمق الماء، فترة الموجة وطول الموجة، وبالنسبة لتحدر الموجة فإنه يمكن الحصول على معدل تحدر الموجة من خلال نسبة ارتفاعها الى طولها، وقد أثبتت الدراسات العديدة المعملية والحقلية أهمية التحدر كمقياس رئيسى للموجة خاصة فى علاقتها بالعمليات الساحلية حيث يزداد معدله ــ أى تزداد نسبة الارتفاع الى الطول ــ مع الانتقال الى مياه ضحلة.

كما أنه من الأهمية بمكان تحديد اتجاه الموجة Wave direction ويمكن ذلك باستخدام البوصلة.

---

(30) King, C.A.M., Opcite, p. 41.

ونظراً الى أن حجم الموجة ليس العامل المؤثرالوحيد فى حركة الرواسب على الشاطىء بل معه حركة جزئيات الماء داخل الموجة فقد استخدم كل من انمان Inman وناسو Nasu سنة ١٩٥٦ جهازاً لقياس السرعات المدارية للأمواج Orbital velocities فى مناطق التكسر وقد أثبت هذا الجهاز صلاحيته واستخدم وغيره من أجهزة القياس فى دراسة خصائص الأمواج والتيارات الشاطئية أمام ساحل لاجولا La Jolla بكاليفورنيا وقد أظهرت القياسات هنا أن الحركة المدارية تتبع نمط شكل الموجة وتزداد سرعتها مع قلة نقص العمق — فى الموجة الواحدة — وتزداد بسرعة كبيرة جداً فى العمق الواحد مع زيادة ارتفاع الموجة فقد وجد أنه عند عمق ١٥ قدماً فإن موجة ارتفاعها قدم ونصف كانت السرعة المدارية ٢ قدم فى الثانية ولما زاد ارتفاع الموجة فى نفس العمق الى ٨,٥ قدم وصلت سرعتها المدارية الى ٨ أقدام فى الثانية الواحدة (٣١).

وقد بين Languet Higgins سنة ١٩٥٣ بتحليلاته النظرية أن السرعة المدارية تزداد بالاتجاه نحو اليابس قرب القاع وذلك مع الأمواج المحيطية الطويلة فى المياه الضحلة وهذه الحركة يقابلها تيار مرتد — وبصورة أسرع وأقوى — نحو البحر وقد تم عمل دراسات على طبيعة وتوزيع تلك التيارات على يد كل من شبرد وانمان سنة ١٩٥٠ وماكنزى سنة ١٩٥٨ وهذه التيارات يمكن تمييزها فى مناطق التكسر حيث تكثر بها الرواسب وتكون المياه بها مائجة بصورة واضحة ويرى تشيهمان Schihman سنة ١٩٦٥ أن هذه التيارات ناتجة أساساً عند ارتداد منقطع للأمواج قرب القاع وتؤدى الأمواج المحيطية قليلة الارتفاع الى وجود أنظمة عديدة من هذه التيارات بينما الأمواج المرتفعة تنتج تيارات قوية ومركزة (٣٢).

ورغم أن الطرق المستخدمة فى دراسة وقياس هذه الحركات الميكانيكية للمياه أمام السواحل لم يتم اختبارها معملياً الا أنها أضافت كماً هائلاً من المادة العلمية المفيدة، كذلك تمت قياسات فيما وراء منطقة تكسر الأمواج تجاه البحر خاصة ما يختص بالعلاقة بين الرياح والأمواج وكذلك قياس درجات الحرارة

---

(31) Ibid, p. 143
(32) Bird, E.C.F., 1979, Coasts, London, p. 13.

والتيارات السطحية وعلاقتها بسرعة الرياح وقد وجد أن التيارات الشاطئية قد تتولد نتيجة لاقتراب الموجة القصيرة بانحراف نحو الشاطىء أو نتيجة لانتشار وتوزيع الطاقة بصورة غير متساوية على طول الشاطىء بحيث أن هذه التيارات تنساب من مناطق الأمواج العالية الى مناطق الأمواج المنخفضة و يزداد نمط تحرك التيارات تعقيداً مع وصول الأمواج المحيطية الى الشاطىء وتداخلها مع الأمواج القصيرة .

الأمواج وعملها المورفولوچى على الشاطىء

رغم صعوبة دراسة وقياس أثر الأمواج على السواحل فقد تمت محاولات عديدة لقياس الضغوط الناتجة عن تكسر الأمواج على الجروف وعلى الدفاعات الساحلية مثل الحواجز وغيرها فعلى سبيل المثال قد استخدم دى روفيه De Rouville سنة ١٩٣٨ مقاييس الضغط لقياس القوة الناتجة من الأمواج على الحوائط البحرية فى Dieppe وقد أظهرت النتائج التى حصل عليها أن موجة ارتفاعها ستة أقدام وطولها ١٣٢ قدماً كان أقصى ضغط لها ١٢,٧٠٠ رطل/قدم مربع وقد تجاوز الضغط ١٠٠٠ رطل على القدم المربع خلال ٠٠١ , من الثانية ومثل هذا الضغط الشديد يعد نادراً فى حدوثه ومع ذلك فإن أثره التدميرى يكون شديدا للغاية خاصة الصخور كثيرة المفاصل (٣٣) و يكون ضغط الأمواج قوياً عندما تحوى الموجة جيباً من الهواء وتتكسر على جرف مجوى كثير المفاصل والشقوق كما يلعب عمق الماء أمام الجرف دوره فى تحديد نقطة تكسر الموجة breakpoint فحيث يزداد العمق أمام الشاطىء فإن معظم طاقة الموجة ترتد الى البحر دون أن تهاجم الجرف وفى حالة ما إذا كان الماء ضحلاً بدرجة كبيرة فإن الموجة سوف تتكسر قبل أن تصل الى خط الشاطىء .

وقد قامت دراسات وتجارب عديدة لتحديد العلاقة بين الأمواج والشواطىء مثل تلك التى قام بها كل من باسكوم وايزاك Issacs فى الفترة من سنة ١٩٤٥ الى سنة ١٩٥٠ بالاشتراك مع مجموعة من المهندسين والعسكريين للدراسة

---

(33) King, C.A.M., Opcite,p. 145.

خصائص الأمواج وعمل مسح كامل للمناطق الساحلية بكاليفورنيا وقد تم عمل مجموعة كبيرة من قطاعات الشاطىء beach profiles وتم تسجيل التغيرات الفعلية التى طرأت على الشاطىء فى ٣٠ موقع على طول الساحل الغربى بكاليفورنيا حتى نهر كولمبيا شمالاً ، وقد قاما بعمل تحليل ميكانيكى للرواسب لتحديد أثر الأمواج عليها كما أظهرت دراستها بأن الشواطىء المحمية جزئياً من الأمواج المحيطية الطويلة تكون أكثر انحداراً من الشواطىء المعرضة لها والتى تتكون من رواسب رملية من نفس الحجم .

وفيما يلى دراسة تفصيلية لكيفية تحرك ونقل الرواسب بفعل الأمواج مع الاهتمام بالتجارب والدراسات الحقلية الخاصة بها .

تعد الأمواج فى مناطق عديدة أكثر العوامل تأثيراً فى حركة الرواسب المفككة على الشاطىء وقد تطورت حالياً وسائل قياسها وتسجيل أثرها فى المناطق الشاطئية .

أ ـــ الرواسب العالقة :

عادة ما تكون حبيبات الرمل أخف وزناً تحت الماء عنها فى الهواء ولذلك فإن الماء ليس فى حاجة لطاقة كبيرة من أجل رفعها وان كانت عملية اعادة ترسيبها تتم ببطء بسبب اضطراب الماء ولزوجته (٣٤) وفى حالة التعلق تتجه حبيبات الرمل للتحرك مع الماء وتعمل التيارات على استمرار تحركها وحيث ترفع حبة رمل فإنها تسقط ببطء فى مواضع مختلفة ونتيجة لتحرك حبيبات الرمل بهذه الصورة المستمرة فإن العديد من البلاجات عادة ماتتحرك من مواقعها .

وقد تم القيام بدراسات وقياسات لكمية الرواسب بالمياه فى مواضع مختلفة أمام لونج بيتش بولاية نيوجيرسى الأمريكية قامت بها هيئة نحت الشواطىء Beaches Erosion Board سنة ١٩٤٣ وقد تم جمع عينات من مياه الشاطىء قرب منطقة تكسر الأمواج وتحت مواضع مختلفة من الموجة وتم ترشيح الرمال منها

(34) Bascon, W., 1960, "Beaches," in Oceanography a Scientific American, San Francisco, p. 121.

وعبر عنها بجزء / مليون وقد أظهرت التجارب أن هناك كميات كبيرة من الرمال فى حالة تعلق قرب نقط التكسر قدرت بنحو ٥ ٪ من الحمولة الكلية وكانت ١٧,٠٠٠ جزء فى المليون و بالبعد عن خط الشاطىء بـ ٢٥ قدماً تجاه البحر انخفضت النسبة إلى ٤٠٠٠ جزء فى المليون وعلى بعد ٢٧٥ قدما أصبحت ١٠٠٠ جزء فى المليون . وقد طور واتس Watts سنة ١٩٥٣ جهازاً لقياس كمية الرواسب العالقة أمكن من خلاله الحصول على قياسات و بيانات وفيرة عن خصائص الحمولة العالقة Suspended Load ووجد أن أكبر كمية رواسب عالقة توجد عادة عند أعماق تتراوح ما بين ٤ ــ ٨ قدم قريبة جداً من نقط التكسر.

ب ــ حركة الرواسب فى المياه الشاطئية :

يعد تراسك Trask من أكثر المهتمين بدراسة حركة الرواسب أمام الشواطئ وقد دعم دراسته بتجارب حقلية مع جمع عينات عديدة من مناطق مختلفة و يرى أن قاع البحر عند عمق ٦٠ قدماً لا يتأثر بالأمواج وأطلق على هذا العمق المنطقة السلبية Passive Zone ويحدث اثارة للرمال بصورة متقطعة عند عمق يتراوح ما بين ٣٠ــ ٦٠ قدماً والمناطق أقل عمقاً من ٣٠ قدماً تعد مناطق لتكسر الأمواج Surf Zone وهى منطقة اثارة دائمة للرمال بفعل الأمواج وقد وجد ان الأعماق أكثر من ٦٠ قدماً تغطى بصفة عامة و بصورة دائمة بطبقة من الرواسب الدقيقة بنية اللون تتميز بعدم تأثرها بالأمواج أو التيارات حيث تظل فى أماكنها ثابتة . وقد قام انمان بقياسات عند أعماق تزيد عن ١٧٠ قدماً وكان الهدف منها دراسة خصائص القاع وعلاقته بحجم الموجة وقد وجد ان الرواسب بنية اللون والتى وصفها تراسك ليست هى المظهر المورفولوجى الوحيد عند هذه الأعماق وذكر انه فى حالة الأمواج الضخمة قد تحدث بها تموجات Ripples تقوم الحيوانات البحرية الحفارة بتدميرها وترسيب المواد الدقيقة سابقة الذكر و يرى ان فترة سكون المياه عند عمق ٥٢ قدم تصل الى نحو ١٢ ٪ بينما تنعدم عند عمق ٣٠ قدما . (٣٥)

---

(35) King, C.A.M., Opcite, p. 146

وللحصول على بيانات هامة عن كمية وخصائص حركة الرواسب عند القاع فقد تم تنفيذ العديد من التجارب منها تثبت قوائم معدنية عند أعماق ٣٠ ، ٥٢ و ٧٠ قدماً وقد وجد منها ان تغير منسوب الرواسب الرملية عند عمق ٧٠ قدماً تراوح ما بين ٠١ , إلى ١٥ , قدما خلال ثلاث سنوات وعند عمق ٥٢ قدم زاد معدل التغير قليلا الى ١٦ , . قدم وعند عمق ٣٠ قدم زادت التغيرات الى ٢٩ , قدما وفى الأعماق الأقل من ٣٠ قدماً فإن التذبذبات الموسمية تكون واضحة حيث يزيد منسوبها صيفا و يقل شتاء كما استخدمت بجانب القياسات المباشرة طريقة قياس الأعماق بصدى الصوت Echo Sounding وأعطت نتائجا سليمة وان كانت الطرق المباشرة فى القياس أكثر دقة خاصة فى قياس التغيرات المحدودة التى تحدث فى المياه العميقة مع ملاحظة انه يمكن معها دراسة ظروف القاع وامكانية رؤية الحركة الفعلية للرمال وعلاقتها بالأمواج خاصة فى البحار التى تتميز بصفائها مثل خليج كاليفورنيا والبحر الأحمر وغيرها . (٣٦)

كذلك استخدمت رواسب صناعية لدراسة التغيرات التى يمكن أن تحدث فى قاع البحر أمام الشاطىء فقد ألقى فى البحر أمام شاطىء لونج بيتش بنيوجرسى ٦٠١,٩٩١ ياردة مكعبة من الرمال وذلك على بعد نصف ميل من الشاطىء وكان الهدف الأساسى من ذلك هو عملية اعادة بناء للشاطىء الذى يقاسى من نقص فى كمية الرمال بسبب عمليات النحت وكان عمق هذه المنطقة ٣٨ قدما تحت منسوب الماء عند الجزر وكان قد تم عمل مسح للمنطقة قبل القاء الرمال وأثناء القاءها ثم عمل مسح بعد عملية إلقاء الرمال و بدراسة الاثر الديناميكى للأمواج على هذه الرواسب وجد أن أقل موجة يمكن أن تؤثر فى تحريكها بلغ ارتفاعها أربعة أقدام وفترتها ستة ثوان و بعد أربع سنوات بقيت هذه الرواسب كما هى وقد شكلت كحافة ارتفاعها سبعة أقدام وعرضها ٧٥٠ قدماً وطولها ٣٧٠٠ قدماً وكل ما حدث لها عبارة عن تسطح محدود لقمتها كما حدث نقص محدود جداً فى حجم حبيات الرمل .

---

(٣٦) استخدمت الغواصات فى عملية القياس ومتابعة التغيرات وحركة الرواسب .

وقد قامت تجارب أكثر تطوراً فى اليابان(٣٧) أظهرت ان الرمال (قطرها ١٣ مـم) قد بدأت تتحرك عند عمق ستة أمتار (١٩,٧ قدم) عندما تجاوز ارتفاع الأمواج ٥,٨ قدماً وان الحصى قد تحرك فى أعماق أقل . وعموماً تشير كل الدراسات الى أن الأمواج لا تستطيع أن تثير الرواسب عند أعماق تزيد عن ٣٠ قدماً وذلك بالنسبة للحصى و٤٠ قدماً بالنسبة للرمال(٣٨) وأما عن المناطق الأقل عمقاً من ٢٠ متراً فقد ظهرت علاقة واضحة بين العمق وارتفاع الموجة وذلك من خلال ملاحظات وقياسات تمت على العديد من الشواطئ مثل ساوث ويلز وكومبرلاند وبلاكبول وغيرها حيث ظهر أيضا أثر التيارات الجانبية فى تحديد سرعة تحرك الرمال على طول امتداد الشاطىء(٣٩) .

التغيرات فى قطاعات الشاطىء beaches profiles وعلاقتها بالأمواج :

يمكن متابعة التغيرات التى تطرأ على قطاع شاطىء معين تحت ظروف أمواج متغيرة فى أحجامها وخائصها بالقياسات الميدانية فى فترات مختلفة فعندما تهاجم الشاطىء أمواج قوية عاصفة فتؤدى إلى إزالة تكويناته السابقة بينما فى فترة هدوء الأمواج تحدث عملية الترسيب ويمكن القول هنا أن تحدر الموجة يعد العامل الرئيسى فى تحديد طبيعة مهاجمة الأمواج للشاطىء والتى بدورها يمكن أن تقسم الى أمواج بنائية constructive وأمواج مدمرة و يزداد تأثير الأخيرة عندما تهب رياح قوية قرب خط الشاطىء حيث أثبتت الدراسات الميدانية العريقة أن جزءاً كبيراً جداً من رواسب الشاطىء تنقلها الأمواج لترسبها أمامه فى صورة حواجز غاطسة Bars تتكون من الحصى shingle والرمال وقد تظهر هذه الحواجز فوق مستوى سطح البحر وتعد الأمواج القوية العامل الرئيسى فى تكوينها والتى لا يمكن لأى عامل آخر تكوين مثل هذه الأشكال . وقد درس شبرسنة ١٩٥٠ منطقة شاطئية من ساحل كاليفورنيا وتابع التغيرات التى حدثت به فى

---

(٣٧) وذلك باستخدام النشاط الراديومى Radio activity فى منطقة توبا كوس

(38) King, C.A.M.,Opcite, p. 149

(39) Bascom, W.,Opcite, p. 182

الصيف والشتاء ووجد أنه أثناء الصيف قد اكتسب كمية من الرمال بينما فى الشتاء بسبب وصول الأمواج المدمرة فقد أزيلت هذه الرمال ونقلت الى المياه العميقة بعيد عن الشاطىء .

كذلك أمكن دراسة وقياس الارتباط بين تدرج الشاطىء وأبعاد الأمواج السائدة ووجد أن الأمواج الطويلة ترتبط بشاطىء يتميز بتدرج انحداره واستوائه نسبياً والواقع أنه من السهل دراسة التغيرات التى تطرأ على الشاطىء فى فترات طويلة وذلك بعمل مجموعة ضخمة من القطاعات المنطبعة Super Imposed Profiles للمنطقة الشاطئية تبعاً لاختلاف الظروف الخاصة بالطقس ونمط الأمواج وكلما ضاقت المساحات مابين المنحنيات دل ذلك على أن الشاطىء فى حالة توازن وثبات والعكس مع اتساع تلك المساحات ومثل تلك القطاعات قد تمت على شاطىء لنكولنشير Lincolnshire وغطت فترة سبع سنوات من ١٩٥٢ إلى سنة ١٩٥٩ (شكل ٦٦) وكلما طالت الفترة كانت النتائج أفضل ويمكن الاعتماد عليها فى دراسة وتحليل التغيرات بالشاطىء وعلاقتها بالمتغيرات المختلفة فعلى سبيل المثال يمكن عمل مجموعة من القطاعات فى ساحل دلتا النيل لتوضح معدل التغيرات التى طرأت عليه خاصة بعد بناء السد العالى واختلال التوازن مابين عمليات النحت والارساب بعد حجز رواسب الطمى فى بحيرة السد .

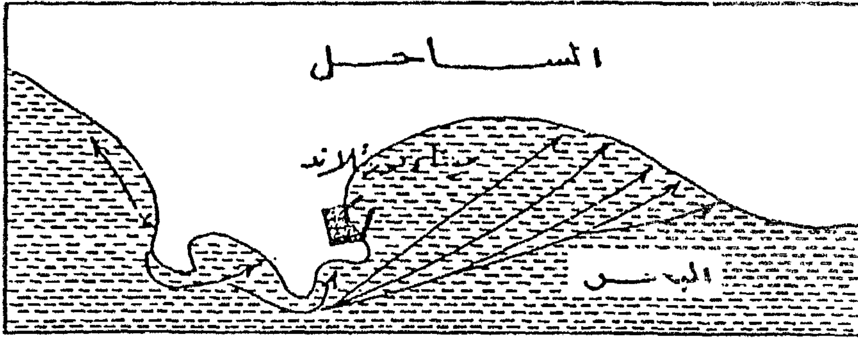
حركة الرواسب على طول الشاطىء :

أوضحت الدراسات الميدانية أن حركة الرواسب الشاطئية توجد [illegible] فى [illegible] الضحلة نسبياً وأن تلك الرواسب التى نحتت فى [illegible] ما أو أثناء حدوث عاصفة قد تعود إلى الشاطىء أثناء فصل آخر أو عندما تبدأ الأمواج البانية فى ابطال أثر الأمواج المدمرة ولذلك فإنه من الأهمية بمكان دراسة حركة الرواسب على طول الشاطىء حيث انه بحدوث عدم توازن فى منطقة ما بمعنى إذا كانت كمية الرواسب المنقولة منها تفوق الكمية من الرواسب القادمة إليها فسوف تكون عملية النحت قوية وخطيرة فالشاطىء (البلاج) المنخفض الذى تغطيه طبقة رسوبية

رقيقة غير قادر على حماية الساحل من تلاطم الأمواج بينما الشاطىء العريض المرتفع أكثر قدرة على حماية الساحل وذلك بقدرته على امتصاص طاقة الموجة .

والحقيقة أنه من الصعب قياس حركة الرواسب على طول الشاطىء قياسا دقيقاً على الطبيعة وإن كانت قد صممت طرقاً عديدة يمكن بواسطتها الحصول على قياسات كمية مفيدة فى هذا الموضوع ومن تلك الطرق المبكرة بناء حاجز للأمواج فى سانتا بربارا بكاليفورنيا سنة ١٩٢٩ مما أدى الى تغيير فى طبيعة حركة الرواسب بالمنطقة فقد حدث نحت فى الجانب من الحاجز المواجه للأمواج بامتداد عشرة أميال (١٦ كم) خلال سنوات قليلة بينما حدث ارساب وتراكم للرواسب فى الميناء والجزء من الشاطىء البعيد عن متناول الأمواج وقد قدر المعدل السنوى للرواسب التى تراكمت فى الميناء خلال الفترة من ١٩٣٢ ــ ١٩٥١ بـ ٢٧٩ , ٦٥٠ ياردة مكعبة ولتتبع ودراسة حركة الرواسب على طول الشاطىء فى هذه المنطقة فقد تم تثبيت أجهزة لقياس الأمواج وتم عمل قياس خاص باتجاه الرياح وسرعتها وارتفاع الأمواج وفتراتها ودرجة انحدارها وقوتها وتم تحليل ودراسة الارتباط بين هذه المتغيرات من جهة وحركة الرواسب من جهة أخرى وذلك فى خلال عشرة شهور من ١٩٥٠ ــ ١٩٥١ وقد وجد أن حركة نقل الرواسب على الشاطىء تزيد عن معدلها مع زيادة قوة الموجة كما وجد تركزها (حركة الرواسب) فى منطقة تقدم المياه نحو الشاطىء swash ومنطقة تراجعها نحو البحر backwash عندما يقل انحدار الأمواج كذلك قامcold wall فى الفترة من سنة ١٩٤٨ ــ ١٩٤٩ بدراسة عن العلاقة بين كمية الرواسب المنقولة وطاقة الموجة وذلك فى خليج أناهيمAna Heim بكاليفورنيا آخذاً فى اعتباره أثر اتجاه الموجة المقتربة من الشاطىء وقد وجد علاقة واضحة بين كمية الرواسب الرملية المنقولة ونسب طاقة الموجة على طول الساحل وقد وقع كل من المتغيرين فى رسم لوغارتمى وضح منه أن هناك زيادة سريعة فى عمليات نقل الرواسب مع زيادة الطاقة .

وجدير بالذكر أن كل التقديرات الخاصة بكمية الرواسب المنقولة على طول الشاطىء قد اختلفت عن بعضها و يرجع ذلك الى اختلاف الظروف من منطقة



شكل رقم (٦٨) إنسياب الرواسب الساحلية عند بورتلاند - فيكتوريا وقد ألقيت الرواسب المعلمة عند النقطة X

الى أخرى خاصة وأن معظم التجارب قد تمت فى سواحل مكشوفة وهى بالطبع تختلف تماما عن السواحل المشرشرة Indental Coasts حيث أن كل خليج صغير له خصائصه المميزة من حيث سرعة وطبيعة الرواسب المنقولة .

وفى التجارب الحديثة تستخدم طرق حديثة ومتقدمة فى تحديد كمية واتجاه الرواسب المتحركة على طول الشاطىء وذلك يتتبع حركة موجة مميزة Marked Materials كما استخدمت أيضا مواداً مضيئة ومشعة واستخدام الأخيرة فى التجارب شديدة التعقيد ويحتاج الى عمل معملى مسبق . فقد قام كل من كيدسون Kindson وكار Carr سنة ١٩٦١ باستخدام حصى مميز عن الحصى الجيرى والرملى الموجود بخليج يردج وترـــ موقع التجربة ـــ وإن كان يتشابه معها فى الكثافة والشكل وقد أثبتت تجربتها أن تحرك الحصى كان بطيئا للغاية فى المناطق المجمعة كما أن اتجاه التحرك ومعدله قد اختلف باختلاف حجم الحصى (٤٠) ويمكن فى مثل هذه التجارب أن يستخدم حصى المنطقة نفسها بعد صبغه ليسهل تتبع حركته بين بقية الرواسب كما شكل أوليف Oltife سنة

---

(40) Bird, E.C.F., Opcite, p. 94

١٩٦٤ فى تجاربه على ساحل Deal وونشلس Winchelson بجنوب شرق انجلترا . ويوضح شكل (٦٨) اتجاه تحرك الرواسب الساحلية عند بوتلاند وفكتوريا ، كما أظهرتها التجارب الحقلية الخاصة بمتابعة تحرك المواد المميزة والتى بدأت من المنطقة وقد لوحظ تأثير تعرج الشاطىء فى ايجاد الرواسب (٤١) .

---

(٤١) حيث استخدما ثلاثة احجام من الحصى المميز.

الفصل الثامن

الجليد والعمليات والاشكال الجيومورفية المرتبطة به

أولاً : البَرْى

ثانياً : جَر المفتتات بواسطة الأنهار الجانبية .

ثالثاً : عملية الترسيب الجليدى

١ــ الرواسب الجليدية .

٢ــ العمليات الجليدية النهرية .

الفصـــل الثامـــن
الجليد والعمليات والاشكال الجيومورفية المرتبطة به

تغطى الثلاجات فى الوقت الحاضر نحو ١٠ ٪ من جملة مساحة سطح الأرض بينما كانت تغطى فى الزمن الجيولوجى الرابع (البليستوسين) ٢٣ ٪ وتعد الثلاجات من أكثر العوامل الجيومورفية تأثيراً فى مناطق العروض العليا حيث تركت العديد من أشكال سطح الأرض الجليدية فى مناطق عديدة من القارات فالغطاءات الجليدية الحالية Ice Caps والأودية الجليدية Glaciers عبارة عن بقايا لفرشات جليدية ice sheets غطت أمريكا الشمالية جنوباً حتى نهرى الميسورى وأوهايو، وشمال أوربا ممتداً فيها جنوباً حتى وسط ألمانيا و بولندا والجزء الغربى من روسيا السوفيتية وقد كان سبب انتشار هذه الفرشات الجليدية تعرض العروض العليا منذ نحو مليون سنة لبرودة شديدة تزايدت على أثرها المساحات المغطاة بالثلوج كما تزايد سمك التكوينات الثلجية فى الأقاليم القطبية Polar Regions وقد تحولت حقول الثلج الواسعة بالتدريج الى جليد امتد فوق معظم المناطق المنخفضة و بعض الجبال .

وقد أطلق على الفترة التى كانت فيها العروض العليا مغطاة بالغطاءات الجليدية بالعصر الجليدى ومع عودة الدفء فإن أغلب الجليد قد أذيب وإن كانت الغطاءات الجليدية تظهر الآن فى القارة القطبية الجنوبية « انتاركتيكا » وتظهر الأودية الجليدية فوق جبال الهيمالايا ، الانديزوجبال الألب فى أوربا والروكى وكسكيد فى أمريكا الشمالية بحيث يمكن القول أنها مازالت تعيش العصر الجليدى بخصائصه المعروفة فى البليستوسين .

وجدير بالذكر أن هناك علم الجلاسيولوچى Glaciology الذى يعنى

بدراسة بلورات الجليد Crystals فى السحب المرتفعة ، البرد Hail والثلج Snow والبحيرات المتجمدة Frozen Lake والانهار ومياه المحيطات والأودية الجليدية و يعنى أيضاً بدراسة المتيورولوچيا والطبيعيات والچيولوچيا وغيرها ومع كل هذه الاهتمامات فإن الاهتمام الأكبر لهذا العلم هو الاهتمام بدراسة العمليات الجيومورفية للجليد وأثرها فى تشكيل سطح الأرض .

وقد تزايدت الاهتمامات بدراسة الجليد منذ الحرب العالمية الثانية وكنتيجة لهذه الدراسات والتجارب الميدانية والعملية فقد تراكمت المعلومات بشكل هائل فى الوقت الحاضر عن التعرية الجليدية (١) .

و يعمل الجليد بوضوح على تغيير المظهر المورفولوجى للمناطق التى تتعرض له فالمناطق المرتفعة تتعرض للنحت والمناطق المنخفضة تتعرض للإرساب ، وفى أجزاء عديدة من القارات الشمالية التى تخلو الآن من الجليد تظهر فيها ، بوضوح ملامح النحت والإرساب الجليدى . فمع ذوبان الجليد عند نهاية العصر الجليدى تكونت كميات ضخمة من المياه التى أصبحت طليقة وحرة فى تحركها بعضها تراكم فى حفر أو تجمع فى مناطق منخفضة خلف الركامات الجليدية Morains مكوناً بحيرات نجدها الآن تنتشر فى دول كثيرة مثل فنلندا وكندا والسويد وغيرها ومعظم المياه الذائبة قد جرت فى صورة أنهار متجهة نحو البحر حاملة معها كميات ضخمة من الرواسب الركامية التى أرسبتها فى النهاية فى أقاليم خارج المناطق التى تعرضت للجليد حيث تتكون نتيجة لذلك سهول واسعة تسمى سهول الردش الجليدى outwash plains وهى عادة ماتتكون من رمال خشنة Coa- -rse sands

وفيما يلى دراسة تفصيلية للعمليات الجليدية من نحت ونقل وإرساب مع ابراز أهم الظاهرات الجيومورفولوجية الناتجة عنها ولم يعد هناك اختلاف على أنه تحت ظروف معينة فإن تحرك الجليد يمكن أن يكون وسيلة مؤثرة فى نحت وتعرية الصخور التى تتعرض له فقد ثبت من دراسة الأشكال الأرضية فى الأقاليم الجليدية مايؤيد

---

(١) لقد أصبحت الجيومورفولوجيا الجليدية ذات أهمية كبيرة منذ منتصف القرن التاسع عشر وذلك عندما اكتشف أن معظم أوربا وأمريكا الشمالية قده تعرضت للجليد البليستوسينى بشكل كبير.

مدى تأثير الجليد على سطح الأرض كذلك أظهرت التجارب المعملية مدى هذا التأثير فى تمزيق الصخور وترسيبها فى أشكال مختلفة مثل رواسب التل وغيرها .

أولاً : البرى Abrasion

إن الأشكال التضاريسية الدقيقة Micro Relief Forms الناتجة عن البرى الجليدى تعطى مؤشراً واضحاً عن تمزق الصخور بفعل تحرك الجليد هذه الأشكال الدقيقة تشمل علامات التخدش التى تمتد فى موازاة حركة الجليد وهى تتراوح من علامات دقيقة مكرسكوبية على الأسطح المصقولة Polished surfaces ذات أعماق لا تزيد عن بضعة ملليمترات الى شقوق ضخمة ومتصلة ، وقد وصف «سمث» مثل هذه الشقوق الضخمة فى شمال غرب كندا وأظهر أن أطوال بعضها تصل الى ١٢ كم وأعماقها الى أكثر من ٣٥ متر بينما تصل فى عرضها الى مائة متر . وتمثل شقوق الاحتكاك Friction Cracks نمطاً من أنماط الأشكال الدقيقة فوق الأسطح الجليدية ورأى هاريس Harris سنة ١٩٤٣ أن يطلق هذا الاسم ليشمل العديد من ملامح الشقوق الصخرية مثل الشقوق شبه الرأسية وغيرها .

وهناك مجموعة أخرى من الملامح لا تقتصر فقط على البرى الجليدى و يصعب تصنيفها و وصفها عادة ماترتبط بالصخور الصلبة وتبدو قممها مستديرة ومصقولة أو قد تبدو فى صورة شقوق طولية ذات حافات مستديرة Round-Edged Grooves أو فى شكل حفر وغيرها من نتاج التعرية الجليدية والجليدية النهرية Glacio-luvial Erosion .

ويمكن على سبيل المثال ملاحظة كل هذه الملامح على جوانب الظاهرة الجليدية المعروفة بظهور الأغنام Roche Mottonnees من تحزز وشقوق الاحتكاك وغيرها من التضاريس الدقيقة . وعموماً فإن كل هذه الملامح تتميز بإنتظامها فى التوزيع والاتجاه وارتباطها الكبير بالتباين الصخرى Lithological

وأما بالنسبة للأشكال التضاريسية الكبيرة والمرتبطة بالبرى الجليدى Macro Forms فإنها تنتج فى الواقع من تضافر مجموعة من عوامل النحت بجانب البرى

الناتج عن تحرك الجليد ومن أمثلتها أحواض الحلبات الجليدية Cirqu-es basins والأحواض الجليدية والحافات المسننة وغيرها .

وجدير بالذكر أن الدراسات والملاحظات الميدانية الخاصة بعمليات البرى الجليدى محدودة وقليلة وذلك بسبب صعوبة الوصول الى تلك المواضع تحت الجليدية وما يتعرض له الدارس من أخطار الهيارات الجليدية ومعنى هذا عملياً أن المادة العلمية الميدانية الخاصة بتلك العمليات يمكن الحصول عليها من خلال عمل انفاق أسفل الثلاجات تصل الى صخور القاعدة Bedrock ومن الكهوف الطبيعية ومن دراسة العمليات على جوانب الثلاجات قرب السطح ، وقد لاحظ فوربز Forbes سنة ١٨٤٣ أن الجزء السفلى من الثلاجات بجبال الألب الأوربية تكثر به الشظايا الصخرية مما يسبب تحزز وخدش صخور السطح و ينتج فى النهاية الدقيق الصخرى بفعل ضغط الكتل الجليدية . وقد حاول العديد من الرواد الأول تقدير معدلات تمزق السطوح الصخرية بعد تقدم الجليد وذلك بدراسة أعماق الخدوش والتحززات ، كما ناقش كارول سنة ١٩٤٧ تباين ضغط الجليد على الشظايا الصخرية من خلال ملاحظاته فى كهف أسفل ثلاجة Grindel Wold

كذلك أظهر كل من كامب Chappele , Kamp سنة ١٩٦٤ كيف أن الفتات الصخرى تحت الثلاجة المنزلقة يعد عاملاً هاماً فى برى الصخور، وقد أجرى بولطون Boulton سنة ١٩٧٤ العديد من التجارب المعملية التى أظهرت أن البرى الجليدى ينتج عنه كميات كبيرة من الرواسب الناعمة (الغرين) وقد قدر أوستروم Ostrem سنة ١٩٧٥ أن البرى الجليدى يؤدى الى تخفيض قيعان الأودية الجليدية بالنرويج بنحو متر كل ١٠٠٠ سنة وقد يزيد هذا المعدل الى الضعف أو أكثر فى بعض الثلاجات الأنشط والأكبر حجماً . ومع ذلك فيجب أن نأخذ فى الاعتبار أن مثل تلك القياسات مشكوك فى صدقها بسبب صعوبة دراستها فى الحقل كما ذكر سابقاً .

ضوابط البرى الجليدى

(أ) وجود المفتتات الصخرية فى القاع حيث أظهرت المشاهدات أن الجليد نفسه يتحزز و يتأثر بالصخور التى يحتك بها أثناء تحركه وقد اختلفت الآراء فى

تفسير التباين فى كميات المفتتات التى تجوبها الثلاجات من منطقة الى أخرى فعلى حين يرى Wranke سنة ١٩٧٥ أن نقص المفتتات فى العديد من الأودية الجليدية بأنتاركتيكا و بالجبال الجليدية iceberges فى الوقت الحاضر يدل على الدور الهامشى الذى يلعبه الجليد كعامل نحت على العكس من لينتون Linton الذى يرى أن الجليد يلعب دوراً كبيراً فى نحت وازالة الصخور. وسواء وجدت هذه المفتتات أو لم توجد فإننا يجب أن نأخذ فى الاعتبار خصائصها من حيث الصلادة بمقارنتها بصخور القاع Bedrock وكذلك من حيث الشكل حيث أن شكل الشظايا قد يؤثر فى نمط البرى فالشظايا الحادة تؤدى الى التحزز ولكن تراكم الرواسب يؤدى الى تكون غطاء تتحرك فوقه تلك الشظايا الحادة مما يجعل عمليات الصقل بفعل البرى Abrasive Polishing تحل محل التقطع (بولتون سنة ١٩٧٤) ، كذلك فإن لحجم الشظايا دوره فى عمليات نحت صخور القاع و يقدر أن عمود من الجليد طوله ٢٢ متراً يولد حمولة تقدر بنحو كيلو جرامين على السنتيمتر المربع وجدير بالذكر أن التحززات الدقيقة لا تتم فى صخور القاع نتيجة للشظايا الصغيرة ولكنها تنتج عن الجوانب الحادة من الشظايا كبيرة الحجم أسفل الثلاجة حيث أن أكثر المفتتات تأثيراً فى عملية البرى تتمثل فى الجلاميد الحادة والتى ثبت أن قوة الجر Tractive Force كافة بدرجة كبيرة بحيث يمكنها التفوق على الاحتكاك بالقاع وتحريك تلك الجلاميد الى الأمام التى تتكسر بإضطراد مع تحرك الجليد و بالتالى تزداد نعومة وتعوض تلك الجلاميد بمفتتات جديدة تستطيع الوصول الى قاع الثلاجة بعدة طرق بعضها يتساقط من الجوانب أو يصل الى القاع عن طريق التشققات العميقة Deep Crevasses اذا ما كان سمك الثلاجة أقل من ثلاثين متراً . وفى الثلاجات المعتدلة فإن الإذابة السفلية تعد حركة ميكانيكية هامة فى جلب المفتتات Debris الى مواضع تحت الجليد كما هى هامة فى عملية انزلاق وجر المفتتات عند أقدام الثلاجة .

(ب) المجموعة الثانية من ضوابط البرى الجليدى عبارة عن ضوابط جلاسيولوجية تتمثل فى نظام درجات الحرارة ، سمك وسرعة تحرك الجليد فقد ثبت أن عملية البرى أسفل الثلاجة الباردة محدودة بدرجة كبيرة وإن العديد من الثلاجات الباردة تفتقر الى مفتتات القاع ولذلك فإن هناك علاقة عكسية واضحة

بين البرى وتجمد قاع الثلاجة حيث لا يتم انزلاق الثلاجة فى هذه الحالة وإن كان يمكن له عملية الزحف أن تتم ، وقد قارن أندروز سنة ١٩٧٢ معدلات النحت فى الثلاجات البلايستوسينية (الجليد البارد) شرق جزيرة بافن بتلك الثلاجات المعتدلة Temporate Glaciers فى ولاية كلورادو الأمريكية معتمداً على معدلات نحت الحلبات ووجد نتيجة لمقارنته أن هناك تناقض كبير ففى الأولى وجد أن معدل النحت يتراوح من ٥٠ الى ٢٠٠ مم كل ١٠٠٠ سنة بينما فى الثانية ما بين ٦٥ الى ١٣٠٠ ملليمتر.

إن دور المياه الذائبة الرقيقة Thinwater Film عند قاع الثلاجة المعتدلة ذو أهمية كبيرة فى عملية الانزلاق السفلي basal-sliding process وفى جر المفتتات عند قاع الثلاجة . فعندما تتحرك الثلاجة المعتدلة فوق قاع صخرى غير منفذ فإن وجود الماء قد يساعد على زيادة معدل الانزلاق بنسبة تتراوح ما بين ٤٠ و ١٠٠ ٪ وكذلك تساعد على نحت المفتتات ويرى بولتون أن هناك لحظة تتراجع فيها الذرات التى تحتك بالقاع الى الخلف مما يؤدى الى تحرك الجليد فوقها بدلاً من جرها .

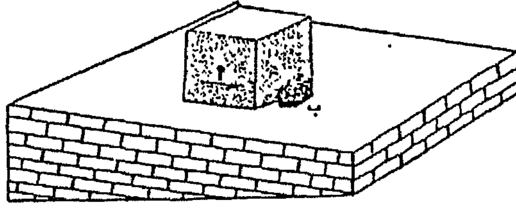
(جـ) خصائص صخور القاع : حيث يؤخذ فى الاعتبار الخصائص الليثولوجية للقاع ومقارنتها بخصائص شظايا ومفتتات ما تحت الجليد (الثلاجة) من حيث الصلادة وامكانية التكسر وكذلك مسامية ونفاذية صخور القاع والتى تؤثر على مقدار ضغط الماء الذائب تحت الثلاجة المعتدلة حيث أن ارتفاع درجة النفاذية يقلل من جريان الماء أسفل الثلاجة ويؤدى الى تراكم المفتتات الدقيقة (٢) وقد تمت العديد من التجارب المعملية لمعرفة سلوك التزحلق الجليدى على الأنواع الصخرية المختلفة منها تجارب Trainer سنة ١٩٧١ والتى درس من خلالها احتكاك الجليد على جرانيت خشن ودرس أيضاً ظاهرتى التفتت والتكسر .

وشكل (٦٩) يوضح مكعب من مفتتات القاع (A) أضلاعه × سم

---

(٢) حيث أن التباين فى نفاذية صخور القاع ينتج عن تباين فى الضغط المؤثر للجليد ، بالتالى ينتج تباينات جانبية فى سرعة الانزلاق ، والبرى والترسيب المحتمل .

تعترضه عقبة صغيرة مكعبة الشكل أضلاعها   سم فإن قوة الجر المبذولة من قبل الجليد على الكتلة A ستكون كافية لتمزيق العقبة B معتمدة على الاضلاع النسبية لكل من A ،B فكلما كبر حجم A تزداد قوة الجر المبذولة فوقها بفعل الجليد .



شكل رقم (٦٩) شكل توضيحي لكتلة مكعبة من المفتتات أسفل الثلاجة تقاوم تحركها عقبة صغيرة بارزة من صخور القاع .

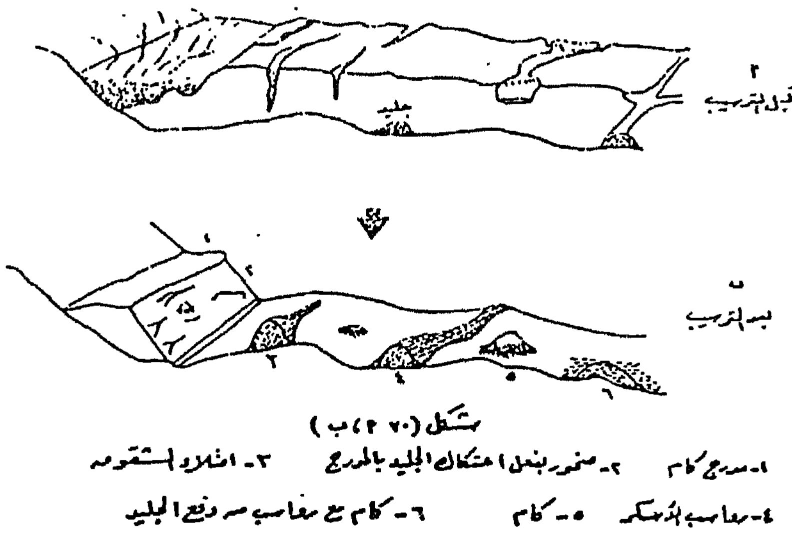
وجدير بالذكر أن ضغط الجليد يكون كافيا لتفتيت القاع وقد أظهر ترينر Traise سنة ١٩٧٣ بعض جوانب الارتباط بين حركة الجليد وأنماط الفواصل الرأسية فى صخور القاع وذلك فى مناطق مختلفة من الولايات المتحدة ولكن العلاقة السببية لم تتضح وتحتاج الى دراسات أخرى جديدة كما يرى بولتون سنة ١٩٧٤ أن ضغط الجليد يزداد بوضوح عندما يمر الجليد فوق العقبات ومن المهم أن نذكر فى هذا المجال أن الثلاجات قد تغير خصائصها الحرارية مكانيا وزمانيا فعلى سبيل المثال قد يؤدى التغير المناخى الى تجمد القاع بالنسبة للثلاجات المعتدلة مما يؤدى الى التصاق المفتتات بالقاع بدلاً من التحرك و بالتالى يتلاشى البرى تماما .

و يوضح شكلى (٧٠أ) ، (٧٠ ب) أثر ضغط الجليد وانزلاقه فى تكوين مفتتات صخرية أسفل الكتل الجليدية .

ثانيا : جر ونقل المفتتات بواسطة الانهار الجليدية :

تنقل المفتتات فوق أو خلال أو عند قاع الأودية الجليدية وتأتى تلك المفتتات

الى الثلاجات بطريقتين (أ) من المفتتات التى تتساقط على سطح الجليد من جوانب الأودية الجليدية والمناطق المجاورة وركام السفوح Talus وغيرها (ب) من المفتتات المشتقة من القاع سواء كانت ناتجة عن نحت الجليد أو من نتائج التجوية التى سبقت عملية التعرية الجليدية .



شكل (٧٠ أ، ب)

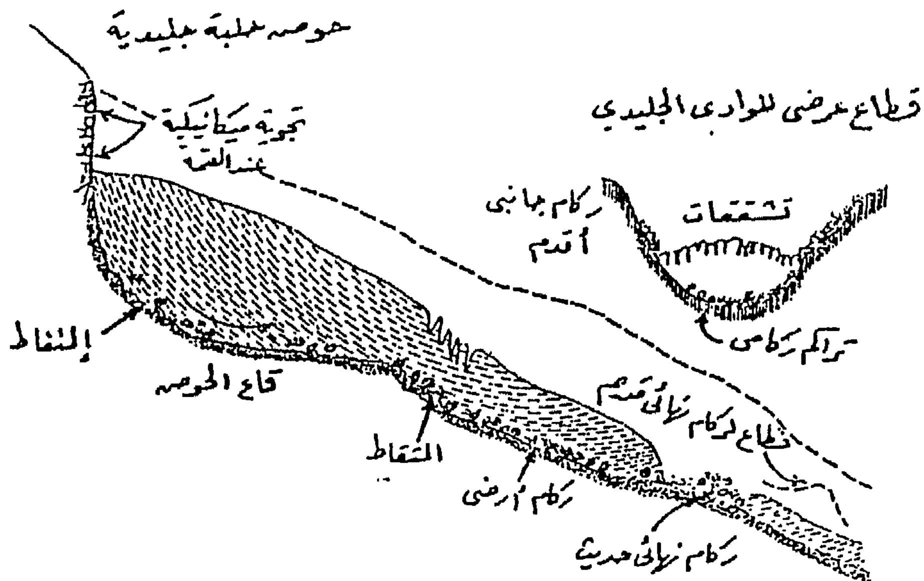
١- مدرج كام ٢- صخور بفعل احتكاك الجليد بالمدرج ٣- اشلاء مستقرة

٤- رواسب الدرمكر ٥- كام ٦- كام مع رواسب من دفع الجليد

وبالنسبة للمفتتات التى تتساقط على سطح الجليد فإنها تبقى على السطح وتنقل الى الأمام مع أى حركة للجليد وذلك باستثناء كميات محدودة قد تسقط فى التشققات Crevasses ويحتويها الجليد داخله حيث تصبح فى منطقة التراكم Accomulation Zone مدفونة تدريجيا مع حدوث تساقط ثلجى وتمتد فى النهاية خلال الثلاجة نفسها فى وضع شبه رأسى كما يتضح ذلك من الشكل (٧١) وفى حالة الثلاجات المعتدلة تنتظم عملية الترسيب ليكوّن طبقة من الرواسب والتى إذا ماتحركت داخلها فقد تعود إلى السطح مع ذوبان سطح الجليد الذى يعلوها أو قد تعود إلى القاع مع ذوبان الأجزاء السفلى من الثلاجة أو مع تقابلها مع عقبات على القاع وهذه الحمولة من الرواسب الجليدية تشبه الحمولة العالقة بالأنهار Suspended Load وان اختلفت فى الكيفية حيث

انه بسبب لزوجة الجليد الزائدة فإن التعلق لايحدث نتيجة الاضطراب او دوامات كما هو الحال فى مياه النهر ولكنه يحدث داخل الجليد نفسه ولذلك فتبدو تلك المفتتات العالقة غير مصنفة تشمل جلاميد كبيرة الحجم لاتزيد عادة عن ١٥ ٪ من جملة الحمولة . وقد تتركز المفتتات فى طبقات دقيقة أحيانا مايصل سمكها الى خمسة أمتار يفصلها عن بعضها طبقات جليدية نقية وتتكون عادة من حبيبات دقيقة تمثل نحو ٨٠٪ من جملة الحمولة وتنحدر أو تميل هذه الطبقات بدرجات تتباين حسب درجة انسياب الوادى الجليدى .

وقد درست هذه الطبقات ونوقشت أصولها باسهاب وقد وجد ان بعض رواسبها ترجع الى فترات زمنية سابقة لحدوث الجليد و بعضها مما امتلأ به الشقوق من المفتتات التى تساقطت من جوانب الوادى الجليدى أو من القاع والأولى قد تتأثر بالضغط الهيدروستاتيكى فى الجليد بينما الثانية تتأثر بسمك الجليد والمياه الذائبة أسفل الثلاجة .



شكل رقم (٧١) رسم توضيحى لوادى جليدى

ومن هنا يمكن القول باختصار:

(أ) أنه فى منطقة التراكم فإن المفتتات الساقطة تغوص نسبيا مع تساقط ثلوج لاحقة.

(ب) أن خطوط تحرك الجليد تتحكم فى حركة الرواسب التى يحويها الجليد والتى تتحرك بدورها رأسياً وأفقياً مع تحرك الجليد نفسه.

(جـ) فى حالة الثلاجات المعتدلة فإن إذابة الأجزاء التحتية منها قد تساعد على تركز المفتتات فى القاع خاصة عندما يكون الأخير ناعما.

(د) وحيث ينساب و يتحرك الجليد فوق قاع به بعض العقبات فإن الأخيرة كما يرى كامب Kamb ولاشابيل Lachapelle سنة ١٩٧٤ تسبب إذابة من الجوانب التحتية للثلاجة Down Glacier Flanks وإذا ماتلتها عمليات تجمد ثانية فإنها تضم مفتتات عادة ماتكون ذات أحجام صغيرة. وقد يزداد سمك الرواسب أسفل الثلاجة إذا ماتحرك الجليد المعتدل الى منطقة جليدية باردة. وإذا مازاد طول عقبة القاع عن المتر فإن عملية تحرك الجليد تضعف بينما عملية الزحف الميكانيكى يتحكم فيها قانون انسياب الجليد وتتراكم المفتتات على الجانبين وحول العقبة.

(هـ) إن عملية جر الكتل الضالة (٣) Erratic Rocks تحدث فقط تحت الثلاجات الباردة حيث تشتق الرواسب من صخور القاع على طول مناطق الضعف.

ثالثا: عملية الترسيب الجليدى Process of Deposition

تغطى الرواسب الجليدية من حصى وصلصال نحو ٨٪ تقريباً من سطح اليابس حيث تغطى ثلث قارة أوربا وربع قارة أمريكا الشمالية.

والمفتتات المنقولة بواسطة الثلاجات تترسب كمجموعة من الرواسب تدل خصائصها على أنها من الجروفات الجليدية وأنه من الأهمية بمكان أن نأخذ فى الاعتبار أن عمليات الارساب الجليدى تحدث لسببين الأول بسبب نفوذها

---

(٣) تكون احجامها عادة ضخمة حيث وجدت فى منطقة Schollen شمال المانيا كتل ضالة يزيد طولها على أربعة أمتار.

وتأثيرها الكبير على طبيعة وخصائص الرواسب المترسبة تحتها والسبب الثانى يرتبط بعلاقتها بالأشكال الأرضية الناتجة ويمكن مع ذلك تحديد مجموعتين كبيرتين من الرواسب الأولى تلك التى تترسب مباشرة بفعل جليد الثلاجة والثانية تلك التى جلبت من الثلاجات ولكنها ترسبت فى كتل مائية(٤) Water bodies والتى تطلق عليها رواسب جليدية نهرية Glacio fluv--al Deposition.

١ ــ الرواسب الجليدية

وهى تلك الرواسب التى ترسبت بطريقة مباشرة بفعل الجليد غالبا فى وجود مياه ذائبة ولكن دون (تعديل واضح أو مميز فى فعل المياه الجارية و يطلق على الرواسب الجليدية مصطلح التل Till وهذه الرواسب تختلف فى حجم حبيباتها وفى خصائصها الليثولوجية والمعدنية وقد تكونت نتيجة للعمليات التالية :

(أ) الاشتقاق من أنماط مختلفة من صخور القاع .

(ب) تباين ظروف النقل والجر والارساب وما تلى ذلك من أحداث .

و بصفة عامة فإن رواسب التل تبدو فى صورة غطاءات أو طبقات رقيقة وان كانت تقل بها ظاهرة الطبقية حيث أنها رواسب غير مصنفة Unsortted تحتوى على خليط من الرواسب متباين الأحجام والتراكيب الليثولوجية والمعدنية كما ذكر.

وقد وضح Carruthers سنة ١٩٦٣ أن إذابة الماء تحت الثلاجة المعتدلة يؤدى الى ترسيب بطىء للمفتتات على سطح القاع أوفوق الرواسب المشتقة من القاع الصخرى وأن الضغط الناتج عن ثقل الجليد يؤدى الى خروج الماء من الرواسب و بالتالى تصبح تكوينات التل أكثر تماسكاً وإذا ما تحرك فوق سطح غير منتظم فإن الجانب من العقبة المواجة لتحرك الجليد يحدث به اذابة لارتفاع نسبى فى درجة الحرارة ينتج عادة من الحرارة الأرضية ومن الحرارة الناتجه عن احتكاك الجليد عند انزلاقه على القاع الصخرى ، ودرجة الحرارة ترتبط ارتباطا

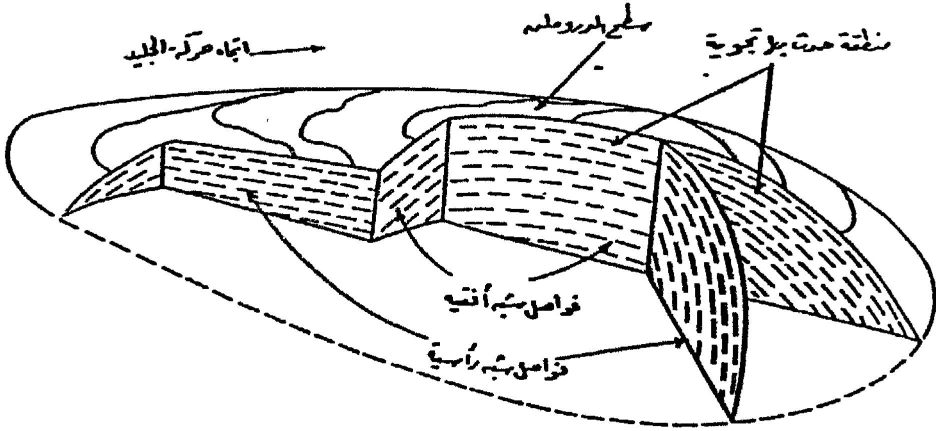
---

(٤) Derbyshire, E. and others, 1979, Geomorphological Processes, London, p. 247

كبيرا بسرعة الانزلاق (علاقة طردية بينها) كما قد ترتفع الحرارة أيضا نتيجة للضغط الذى يتزايد تأثيره بوجود عقبات أو سطح خشن مما يؤدى الى اذابة نحو ١٢ مم من الجليد فى السنة و باعتبار الرواسب تمثل ٢٠٪ من الحجم يكون الارساب نظريا نحو ٢,٤ متر كل مائة سنة ، وقد قدر ميكلسون Mickelson سنة ١٩٧١ المعدلات الفعلية للترسيب تحت ثلاجة Burroughs فى ولاية الاسكا الأمريكية مابين ٥ ــ ٢٨ ملليمتراً فى السنة ووجد أيضاً أن الرواسب السلتية (الغرينية) الدقيقة تترسب بين الفراغات البينيةVoids للحبيبات كبيرة الحجم . وقد درس بولتون سنة ١٩٧٥ ضوابط ترسيب الجزئيات وهى تتمثل عنده فى سرعة انزلاق الجليد ، حجم الذرة حيث تزداد سرعة الترسيب فى حالة توفر الذرات كبيرة الحجم والذرات الصغيرة عنها فى حالة الذرات متوسطة الحجم كذلك شكل الذرة فكلما كانت الذرة مفلطحة تكون فرصة الترسيب أكبر عنها لو كانت مستديرة وخشونة القاع والضابط الأخير يساعد على استمرار وتكرار احتكاك الذرات بالقاع الصخرى مما يضعف من السرعة .

وقد تظهر تكوينات التل فى شكل تلى أو كثيبى Drumlimoid بسبب انسياب الجليد فى خطوط طولية فوق رواسب غير متماسكة . وقد درس هذه الظاهرة الارسابية العديد من الدراسين والباحثين فى الجلاسيولوجى أمثال أندروزوسميشون Smithson سنة ١٩٦٦ وأوكو Okko ودى جير DeGeer وقد أوعز الأخير حدوث هذه الأشكال الى وجود دورة سنوية Annual Cycle مع وجود تشققات بأحجام مختلفة فى الأجزاء السفلى والصلصال والتى تترسب بعد عملية الذوبان خاصة إذا ما كانت الحمولة كبيرة الحجم ويحدث الترسيب عند قاع الثلاجة عادة لسبب أن الاحتكاك بين الصلصال والقاع أكبر من الاحتكاك بين هذه الرواسب الصلصالية والجليد الذى يعلوها وتصطف هذه الرواسب فى اشكال طولية بواسطة حركة الجليد التالية لترسيبها وعادة كلما زادت سرعة تحرك الجليد وزاد ضغطه ازدادت درجة استطالة هذه الأشكال مثلما حدث فى وادى ميدلاند باستكتلندا (شكل ٧٢) والدروملن عبارة عن كدوة طولية Elongated Humock من الجلاميد والصلصال ذات محور طولى يمتد فى موازاة اتجاه حركة الغطاءات الجليدية المسئولة

عن ترسيبه وتتراوح ارتفاعاتها من ربوة صغيرة الى تل يبلغ طوله كيلومترين وارتفاعه ٩٠ مترا وكثيرا ما نطلق على المظهر المورفولوجي لها تضاريس سلال البيض Baskets of Eggs (راجع شكل ٧٢) الذى يوضح تركيب الدروملن .



شكل رقم (٧٢) مقطع لدروملن يوضح علاقة الفواصل بشكل وبحركة الجليد

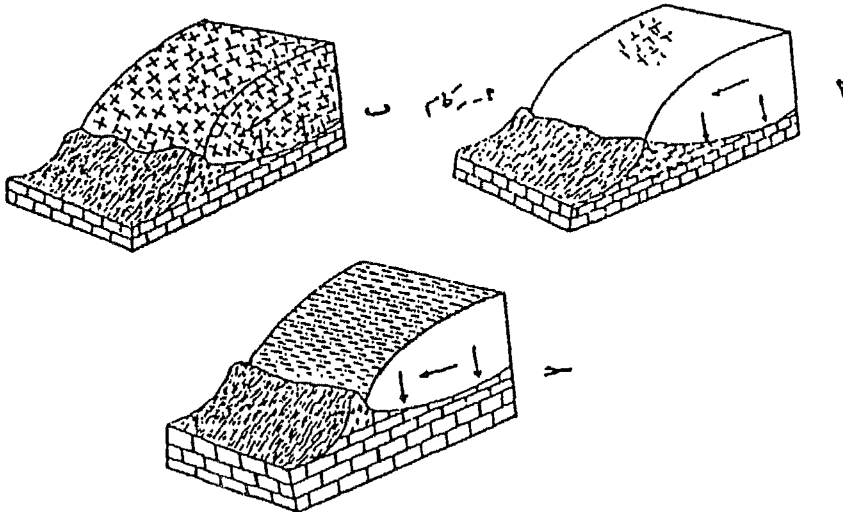
وهناك عملية الترسيب فوق الثلاجات Supraglacial وهى تختلف عن العملية السابقة بسبب بعض الظروف المحلية وقد وصف « بولتون » العديد من الركامات العلوية الضخمة على أسطح العديد من الثلاجات فى جزيرة سبتزبرجن ، ويقدر أن بعض هذه الرواسب يزيد على ٦٠٪ من جملة الثلاجة ، ويجدر القول بأن عملية الترسيب على صخور القاع تكون تالية لعملية الاذابة النهائية للجليد والتى قد تأخذ مئات أو آلاف السنين لكى تتم وهذه الرواسب تتعرض بعد ذلك للاضطرابات مثل الانهيارات والانزلاقات الأرضية وعمليات التعرية النهرية والهوائية .

وتوجد العديد من العمليات المسئولة عن الركامات النهائية (End Moraines) حيث تنقل الرواسب المختلفة الى الأمام فى اتجاه حركة الجليد وهناك تترسب مع ذوبان الجليد وتظهر فى صورة حافات سطحية ... مواضع هوامش الجليد وتظل فى حالة ثابتة لبعض الوقت وتظهر هذه الركامات فى

ثلاجات كلورادو مثل ركامات ثلاجة أراباهو Arapahoe التى يقدر حجمها بـ ١٨٠٠ متر مكعب مما يدل على ضخامة حجم رواسب الجليد .

و يرى « اندروز » ان جزءا ضخما من المفتتات الركامية قد اشتقت مباشرة من الصخور المتساقطة من حوائط الحلبات الجليدية بالمناطق المجاورة وان هذه الصخور المتساقطة ذات أهمية كبيرة فى اضافة مواد ركامية للركامات الجانبية وتظهر الركامات فى صورة عرضية Transverse نتيجة لعملية التواء لرواسب التل مما يجعل الركامات تمتد متعامدة مع اتجاه حركة الجليد .

والركامات النهائية أيضا تتكون بفعل الدفع الجليدى لسطوح التل وتظهر بوضوح هذه العملية عندما تظهر رواسب التل الرقيقة فوق صخور القاع فيحدث عندما يتقدم الجليد فى الشتاء فإنه يدفع أمامه الرواسب التى تم ترسيبها فى الصيف السابق له مباشرة وتبدو ركامات الدفع Push Moraines غير منتظمة Assymmetrical تتميز بانحداراتها الشديدة على كلا جانبيها ويمكن تتبع تكوينها من خلال دراسة الأشكال الثلاثة التالية (شكل رقم ٧٣ أ) ، (شكل ٧٣ ب) وشكل (٧٣ جـ) .



شكل رقم (٧٣) تكوين الركامات الدفعية

أ ــ بداية تحرك الجليد لتكوين ركامات نهائية.

ب ــ زيادة ضغط الجليد وزيادة تحركه الأمامى تجاه رواسب التل.

جـ ــ عندما تتوقف مقدمة الثلاجة على رواسب التل المشبعه بالماء يصبح الضغط العادى للجليد العامل السائد فى تكوين الركامات النهائية وفى هذه الحالة تميل الأحجار كبيرة الحجم بشدة نحو تحرك الجليد كما فى الشكل السابق، ومن الركامات التى تكونت بهذه الطريقة ركام ثلاجة تومسون بجزيرة اكسيل هيبرج فى المنطقة القطبية شمال كندا والتى قدر « كالين Kalin » ارتفاعها بنحو ٤٥ مترا. وعموما مازالت هذه الطريقة المعروفة بعملية الدفع Bulldozing action or pushing وكذلك الركامات الناتجة عنها والتى تأخذ اسم ركامات الدفع النهائية فى حاجة الى دراسة حيث يرى البعض ان ركامات الدفع الحقيقية True Push Moraines نادرة فى الطبيعة.

(٢) العمليات الجليدية النهرية : (٥)

Glacio fluvial processes

قد تنساب المياه على السطح بجانب النهر الجليدى المعتدل وفى حالة الثلاجات الباردة المتجمدة عند القاع فإن الماء يختفى منها تماما ولكن قد يظهر بصورة مؤقتة على السطح وعند الهوامش عندما يحل فصل الصيف والأودية التى تعلو الجليد محددة بقنوات مذابة تنساب فوق سطح الجليد بمعدل أسرع من إنسياب المياه فى القنوات المحفورة فى السطوح الصخرية أو فى الرواسب وذلك بسبب انخفاض معامل الاحتكاك. وفى الثلاجات المعتدلة عادة ما تختفى هذه القنوات المائية بسرعة كبيرة فى الشقوق التى تقطع الكتل الجليدية وتتحول لتمتد داخلها Englacial ثم تمتد أسفل الثلاجة إذا ما سمح ضغط الجليد بذلك وتعمل المياه التى تجرى داخل الكتل الجليدية على إذابة ما حولها من جليد ...

---

(٥) تستخدم هذا الاصطلاح فى الولايات المتحده الامريكيه بدلا من اصطلاح Glaciofluvi... وكلاهما يعنى العمليات الجليديه النهرية من نحت وارساب.

فى ذلك على حرارتها وعلى كمية الحرارة الاحتكاكية المولدة من حركة الماء كما أن التغير فى إتساع الانفاق الداخلية يؤثر فى المقابل على معدلات الجريان فتنخفض السرعة مع اتساع الأنفاق و يتأثر الجريان أيضا بموقع مستوى الماء بداخل الجليد Englacial Water Table حيث يكون الماء تحت هذا المستوى فى حالة ثبات بينما تتحرك بمعدل سريع فى الأجزاء التى تقع أعلاه وتكون محملة بالرواسب وتعمل التيارات الجليدية على غلق الأنفاق الداخلية Tunnel bloackage وتوقف جريان المياه فى بعض الأجزاء وتراكم الرواسب بداخله وتتفرق المياه فى اتجاهات مختلفة وأهم مصادر رواسب الأنهار المذابة يأتى من ركام السطح والرواسب الداخلية وفتتات القاع ويحدث اضطراب هذه الرواسب مع حدوث انزلاقات أو انهيارات عند ذوبان الأجزاء السفلى من الثلاجة وتعمل المياه المذابة على تغير أحجام الذرات مع العمق مما يؤدى الى وجود الطبقية Bedding ولذلك تتميز هذه الرواسب بانتظامها فى طبقات stratified مثل رواسب الكام Kame والأسكرز Eskers والأولى عبارة عن تراكمات عن مفتتات جليدية من حبات ذات أحجام مختلفة تسودها عادة الرمال والحصى Gravels والحصباء و يتميز سطحها بوجود مخاريط Cones وحافات وهضاب صغيرة قد تظهر فيه الطبقية وكثير من تكوينات الكام تختفى منه الطبقية تماما ومما لا شك فيه أن الكام فى أغلب الأحوال نتاج إنهيار جليد مدفون وأن الإنسياب السفلى للمياه المذابة سمح بحدوث طبقات للرواسب الدقيقة والأسكرز عبارة عن حافات متعرجة Sinuous Ridges تتكون أساساً من رمال وحصى تمتد شبه متوازية مع حركة النهر الجليدى و يتراوح حجمها من أمتار قليلة فى ارتفاعها إلى عشرات الأمتار وتبلغ أطوال بعضها حوالى مئات الكيلو مترات . وهى تتكون عادة من تعاقب تكوينات رملية مع تكوينات حصوية فى وضع طبقى والطول الكبير للأسكرز مع الوضع الطبقى يشير إلى أنها قد تكونت كرواسب لأنهار مائية كانت تنساب داخل الثلاجات من خلال الأنفاق التى كانت تخترقها .

الفصل التاسع

فى العلاقة بين الچيومورفولوچيا والنشاطات البشرية

١ ـ الأنهار والإنسان
أ ـ استخدام الأنهار
ب ـ أخطار الأنهار
جـ ـ التعديلات البشرية للأنهار
٢ ـ الأنهار الجليدية والأنشطة البشرية
٣ ـ ظاهرات التعرية الصحراوية والنشاطات البشرية
أ ـ الأودية الجافة .
ب ـ المراوح الفيضية .
جـ ـ الأشكال الرملية فى الصحراء .
د ـ السواحل والإنسان .

الفصل التاسع

فى العلاقة بين الجيومورفولوجيا والنشاطات البشرية

للدراسة الجيومورفولوجية الواعية أهميتها فى تفهم الأبعاد الحقيقية للظاهرات الخاصة باللاندسكيب الطبيعى Physical Landscape وعلاقتها بعناصر البيئة المختلفة من تغيرات مناخية وتكوينات جيولوجية وغيرها تنعكس بوضوح على التطور الجيومورفولوجى لأى منطقة على سطح الأرض ولايمكن لغير الجيومورفولوجى ان يلم بفهم هذه الصور التطورية والأبعاد الهندسية للظاهرات الطبيعية المختلفة وتوزيعها الجغرافى وتباينها من منطقة إلى أخرى فهو يعطى العديد من أفرع العلوم الأخرى كالجيولوجيا والهيدرولوجيا Hydrology والاقيانوغرافيا وغيرها الكثير من النتائج العلمية الهامة التى يتوصل إليها من خلال مفاهيمه الواضحة ومناهجه المحددة .

كما تساهم الخرائط الجيومورفولوجية الحديثة فى توضيح العلاقة المتبادلة بين نوع الصخور ونظم بنائها وعوامل التعرية المختلفة التى تعمل على تشكيل الصخر واظهار العديد من الظاهرات الجيومورفولوجية المتنوعة .

والواقع أن الجيولوجيا بفروعها المختلفة من أكثر العلوم اقترابا من علم الجيومورفلجيا ولايمكن للعلاقة المتبادلة بينهما أن تنتهى فعلى الجيومورفولوجى أن يلم بأسس ومفاهيم علم الجيولوجيا و يتذكر دائما بأن الرواد الاول لعلم

الجيومورفولوجيا كانوا جيولوجيين ، وفى المقابل يجب على الجيولوجى ان يكون ملما بمفاهيم الجيومورفولوجيا لكى يتيسر له أن يفسر تفسيراً سليما ظاهرات سطح الأرض وتطورها عبر الأزمة والعصور الجيولوجية المختلفة .

ويجب أن ندرك فى الواقع أن الدراسة الجيومورفولوجية ليست دراسة جامدة حيث يستطيع الجغرافى الجيومورفولوجى ملاحظة العديد من الظاهرات الطبيعية المؤثرة مثل الفيضانات النهرية وتأثر جوانب الأنهار بانزلاقات التربة التى تؤدى الى انهيار أجزاء كبيرة من جوانب الأودية كذلك خروج المواد المنصهرة Magma من فوهات البراكين النشطة وتحرك الفتات على سفوح الأودية والتى تعد نوعاً من الجرف التدريجى للتربة السطحية مما يؤدى الى اضعاف التربة الزراعية كما أنه مع ملاحظته الواعية لتلك الظاهرات يعتنى بقياسها وتطورها وتحديد مواقعها وتوضيح أثر الانسان كعامل رئيسى فى تعديل البيئة الطبيعية .

فعندما يزيل الانسان الغطاء النباتى أو يقطع الأشجار فهو فى نفس الوقت يساعد على تعرض التربة للجرف وعندما يقيم أحد السدود أو يمد ويمهد طريقا فإنه بذلك يعمل على تعديل البيئة القديمة وقد يلازم هذا التغيير تحوير فى العمليات الديناميكية والجيومورفولوجية السائدة فى المنطقة .

ويمكن الاستفادة من الدراسة الجيومورفولوجية بصفة خاصة فى حل الكثير من المشكلات المتعلقة بالتربة فالتطور المورفولوجى من بين العوامل الرئيسية فى تكوين التربة ففى كثير من المناطق يرتبط توزيع التربة ارتباطا وثيقا بدورات الارساب والنحت المتعاقبة والمتصلة بدورها بالتطور الجيومورفولوجى خلال فترات الزمن الرابع ــ البلايستوسين ــ حتى أصبح الكثير من دارسى التربة يعتمدون فى دراستهم التمهيدية على الخرائط الجيومورفولجية التفصيلية للتكوينات السطحية لتفهم ماهية تكوين المظهر الطبيعى فى مناطق مشروعات التنمية الزراعية . (١) .

وفى الفترات الأخيرة أصبحت الخرائط الجيومورفوهندسية

---

(١) روجرو منشل . تطور الجغرافيا الحديث ، ترجمة ع محمد السيد غلاب ، ودولت احمد صادق ، القاهرة ، ١٩٧٣ ، ص١١٠ .

اسلوبا شائعا فى Engineering Geomorphological Maps العديد من دول أوربا وفى جنوب أفريقيا خاصة فى دراسات اختيار مواضع المراكز العمرانية Settlement وهندسة الطرق ومن أبرز تلك التطبيقات مواضع البناء وغيرها من المشاريع الهندسية فى تشيكوسلوفاكيا والتطبيقات التى قام بها أفراد معهد الجيومورفولوجيا التطبيقية فى مجال تطور العمران المدنى Urban Settlement وتخطيط الطرق كالطريق الرئيسية رقم « ٢ » عبر نهر كويل فى جبال الألب الأوربية ، وفى بريطانيا استخدمت المساحة الجيومورفولوجية لأول مرة وذلك فى سنة ١٩٧٢ من قبل مهندسى الميدان وذلك لفهم طبيعة اشكال سطح الأرض والعمليات الجيومورفولوجية التى تواجه المهندسين فى منطقة المشروع ، وقد كان مشروع وادى تاف .Taff Valley جنوب ويلز أول مشروع استخدمت فيه أساليب المسح الجيومورفولوجى(٢) .

وفى هذا الفصل سيركز المؤلف اهتمامه فى ابراز العلاقة بين الظاهرات الجيومورفولوجية الرئيسية والانسان فى استخداماته المختلفة ومدى التغيرات التى قام بها لتغيير الخصائص الطبيعية لهذه الظاهرات ودور الفهم الجيومورفولوجى وأهميته فى هذه التغييرات والاستخدامات البشرية مثل بناء السدود ورصف الطرق وكبح جماح الرمال المتحركة فى صورة كثبان مهاجرة وحماية الشواطىء من الأمواج المدمرة وغير ذلك من الاستخدامات البشرية المختلفة ــ كما سيتضح من خلال الصفحات التالية .

(١) الأنهار والإنسان :

لا شك أن الأنهار تلعب دوراً قوياً فى حياة البشرية فتشير الحفريات والوثائق التاريخية ان الانسان فى مراحله المبكرة قد استقطب نحو ضفاف الأنهار والبحيرات ومع مايشهده العالم الآن من تطور وتقدم حضارى فما زالت الأنهار تجتذب نحوها الأعداد الضخمة من السكان .

---

(٢) يحيى عيسى فرحان : التطبيق الهندسى للخرائط الجيومورفولوجيه ، الكويت ، ١٩٨٠ ، ص١٥ ، ١٦ .

وهنا سوف نتناول استخدام الانسان للأنهار كظاهرة جيومورفيه رئيسية هامة ، مخاطر الأنهار ، التعديلات المستمرة فى الأنهار والتى رغم أنها تعد من بين أهم الموارد الطبيعية المتاحة للانسان إلا أن فيضاناتها تعد من أخطر الظاهرات الطبيعية المتاحة للانسان إلا أن فيضاناتها تعد من أخطر الظاهرات الطبيعية تدميراً وضرراً ونتيجة لذلك فإن الإنسان دأب على تعديل جريان العديد من الأنهار اتقاءاً لأخطار الفيضانات والحد منها وتنظيم مياهها لعمليات الرى والاستخدام الأمثل ما فى المجالات المختلفة .

أ ـ استخدام الأنهار : تستخدم مياه الأنهار لأغراض الصناعة والزراعة والشرب كما تستخدم قناة النهر للملاحة Navigation إذا كان مجرى النهر يصلح لذلك بخلوه من العقبات كالجنادل والمندفعات Rapids وغيرها ، كما تستخدم مياهها فى توليد الطاقة الكهرومائية ، و يقدر استخدام الفرد للمياه فى الولايات المتحدة الأمريكية مابين ١٤٠ إلى ١٨٠ جالوناً يوميا ، كما ان نحو٤٦ ٪ من مياه الأنهار بها تستخدم للأغراض الصناعية وثلثى حاجة الزراعة بها تستخدم مياه الرى من الأنهار العديدة بها . وهناك العديد من الأقاليم الجافة Arid Regions والأقاليم شبه الجافة تعتمد كلية فى زراعتها على مياه الأنهار مثلما الحال فى مصر وباكستان وغيرها .

وتعد الأنهار فى قطاعات كبيرة منها طرقا مائية هامة متوغلة فى أراضى وعرة Rugged terrain أو مناطق الغابات الكثيفة كحوض نهر الأمزون ، وكذلك فى المناطق الصحراوية وشبه الصحراوية كنهر النيل فى جزئه الأدنى فقد لعبت أنهار سانت لورنس ، هدسون ، موهوك ، أوهايو ، والمسيسبى أدوارها الكبيرة فى اكتشاف وتعمير أمريكا الشمالية كما أنها مازالت تمثل أهم الطرق الملاحية الداخلية تنقل نحو ١٥ ٪ من جملة البضائع والركاب عبر القارة وتلعب أنهار أوربا كذلك دورها الكبير فى نقل البضائع والركاب عبر القارة خاصة بالنسبة للدول الداخلية عديمة السواحل مثل سويسرا والنمسا وتشيكوسلوفاكيا وغيرها والأولى تعتمد على نهر الراين فى نقل جزء كبير من تجارتها عبر الأراضى الألمانية والمولندية وأقيمت عليه موانى هامة مثل بازل على الحدود مع ألمانيا . وتستخدم أنهار سيبريا فى نقل الأخشاب مثل نهرى أوب ويانسى وكذلك يستخدم نهر الكونغو ــ زائير ــ

فى نقل معظم تجارة دولة زائير حيث ميناء متادى الرئيسى وذلك مع الأخذ فى الاعتبار تفادى مناطق الشلالات ، على طول امتداده كما يقوم نهر الأمزون بدور كبير فى هذا المجال بدولة البرازيل ويماثله نهر لابلاتا فى الأرجنتين وغيرها من الأنهار فى مناطق عديدة من العالم .

وتلعب الأنهار كذلك دورها فى توليد الطاقة الكهربائية بإقامة توربينات تتحرك مع تدفق مياه الأنهار بصورة طبيعية مثل مناطق البيدمونت شرقى الولايات المتحدة أو مع انشاء السدود على الأنهار التى تتميز بقلة انحدارها مثل السد العالى على نهر النيل فى مصر.

وتعد الأقاليم المدارية فى العالم من أكثر المناطق التى تملك امكانيات ضخمة لتوليد الطاقة الكهربائية من الأنهار ـ بسبب كميات التصرف الضخمة فى أنهارها و بسبب وجود شلالات Waterfalls فى مجاريها مثل شلالات مارتشيزون ولفنجستون وغيرها وخارج النطاقات المدارية فإن العديد من الأقاليم التليه Hilly Regions والجبلية التى تتميز بمناخات رطبة بها امكانيات كبيرة لتوليد الكهرباء مثل النطاق الشمالى الغربى من الولايات المتحدة ، شمال اونتاريو وكويبيك ونيوفوندلاند وكولومبيا البريطانية فى كندا وجبال الألب الأوربية فى سويسرا وفرنسا وايطاليا وغيرها وجبال الاورال فى الاتحاد السوفيتى وجبال الألب اليابانية فى جزيرة هونشو.

وتبرز أهمية الأنهار أيضاً فى أنها تمثل فى قطاعات كبيرة منها حدوداً سياسية فى بعض المناطق بين الدول ، فنهر ريوجراند يمثل جزءا كبيراً من الحدود السياسية بين الولايات المتحدة والمكسيك كما يمثل نهر بارانا ورافده براجواى حدودا بين دولتى براجواى والأرجنتين و بين براجواى والبرازيل كما يمثل نهر آمور جزءا من الحدود بين كل من الاتحاد السوفيتى والصين . وأحيانا ماتمثل الأنهار حدوداً ادارية داخل الدولة الواحدة فنهر المسيسبى يمثل حداً اداريا بين ولايتى منسوتا ولويزيانا والنيل يمثل حداً اداريا فى أجزاء كثيرة منه ـ بين محافظات مصر المختلفة .

وإذا كانت الأنهار تمثل حدوداً طبيعية فإن أحواض تصريفها تعد أيضا

وحدات طبيعية متكاملة وتستخدم كذلك خطوط تقسيم المياه بين الأحواض النهرية كحدود سياسية بين الدول كما هو الحال بين السودان وزائير والأمثلة غير ذلك كثيرة .

والواقع أن الاستخدام البشرى للأنهار قد جذب مراكز الاستقرار والانشاءات الصناعية المختلفة نحو ضفاف الأنهار فى سهولها الفيضية Allu-vial Plains التى تتميز باستوائها وخصوبتها وهناك العديد من المدن الأمريكية تقع فى السهل الفيضى ملاصقة للأنهار مثل العاصمة واشنطن ونيو أورليانز وغيرها وكذلك مدن مصر فى الوادى والدلتا ومدن نهر الجانج بكل من الهند و بنجلاديش ، كما ان بعض المدن الكبرى فى قارة أوربا تقع بجوار الأنهار مثل مدن حوض نهر الراين ووادى نهر الرور والذى تقع فى حوضه أكبر منطقة تجمع صناعى فى القارة الأوربية .

ب ــ أخطار الأنهار :

برغم أهمية الأنهار فإنها تعد من بين أكثر المواقع خطراً على سطح الأرض فالفيضانات تحدث بصورة طبيعية وعلى مستوى عالمى و بشكل متكرر ونتيجة لاقتراب مراكز العمران والازدحام السكانى بجوار الأنهار فإن الخسائر الناجمة عن الفيضانات عادة ماتكون مدمرة . وهناك العديد من العوامل الطبيعية التى تتحكم فى حجم الأضرار الناجمة عن الفيضانات مثل عمق المجرى المائى ــ قناة النهر ــ وسرعة مياه الفيضان ــ مدى المفاجأة فى حدوث الفيضان ومدة بقاء الفيضان فى النهر The duration of flood وكمية الرواسب والمفتتات التى تحملها مياه الفيضانات . ومن الفيضانات التى كان لها أضرار جسيمة تلك التى حدثت فى السهول الفيضية المكتظة بالسكان فى وادى اليانجتسى وذلك فى سنة ١٩١١ مما أدى إلى مقتل ١٠٠,٠٠٠ نسمة كذلك حدثت فى سنة ١٩٧٢ فيضانات بالأنهار الشرقية للولايات المتحدة أدت إلى مقتل مائة شخص بينما كانت الخسائر فى المنشآت نحو ٢ بليون دولار وذلك بسبب عواصف الهريكين ، وهناك العديد من التسجيلات الخاصة بفيضانات مدمرة للمنشآت والمزارع وقتل وتشريد الآلاف كما يحدث فى الهند و بنجلاديش وغيرهما وليس أدل على مخاطرها إذا

عرفنا أن أكبر الأخطار الطبيعية التى تعرضت لها دولة كبرى كالولايات المتحدة خلال الـ ٤٥ سنة الأخيرة نشأت عن الفيضانات والتى تقدر خسائرها السنوية بنحو ٣٠٠ مليون دولار.

ولا تقتصر أخطار الأنهار على الفيضانات المدمرة بل نجد الأخطار تتمثل فى التذبذب الحاد فى كميات المياه الواردة للنهر خاصة اذا ما كان الاعتماد كبيرا على مياه النهر فى دولة ما فكثيرا ما تقل مياه النهر نتيجة لقلة الأمطار فى فترة ما فى منطقة المنبع والمتتبع لتسجيلات فيضانات نهر النيل يدرك مدى خطورة النقص فى فترة الفيضان خاصة على مصر والتى تعتمد كلية تقريباً على مياه نهر النيل فى الزراعة وغيرها من الاستخدامات الأخرى . ونتيجة لذلك يبرز أهمية انشاء مشروعات ضبط مياه الأنهار من سدود وقناطر وجسور وغير ذلك من المنشآت الهندسية التى تنظم جريان الأنهار لخدمة الاستخدامات البشرية .

جـ ـ التعديلات البشرية للأنهار:

تظهر التعديلات البشرية للأنهار فى صور مختلفة فى المنشآت الخاصة بضبط الفيضانات من سدود وقناطر وخزانات تتمثل أيضا فى حفر القنوات لأغراض الرى وتعميق الأنهار من أجل تسهيل الملاحة النهرية وسحب المياه لأغراض الشرب وغيرها من الاستخدامات الأخرى ، والواقع أنه نتيجة لسحب مياه النهر تزداد عمليات النحت الجانبى Lateral Erosion بالنهر وتقل فرص واحتمالات توليد الطاقة الكهربائية فى الأجزاء الدنيا من الأنهار Down streams

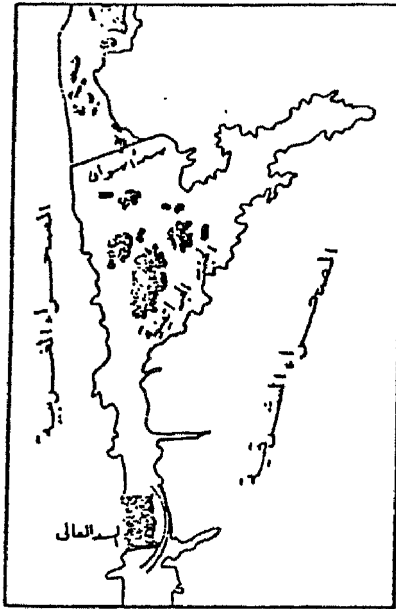
والحقيقة ان الفهم الجيومورفولوجى يفيد كثيرا فى حسن اختيار مواضع انشاء الخزانات والسدود حيث انه يجب دراسة خصائص مواضع الانشاء من ناحية معرفة نوع الصخور وصور بناءها فحبذا لو كانت الصخور نارية أو متحولة Metamorphic مما يقلل من تكاليف الانشاءات باعتبارها أساسات طبيعية قوية خاصة فى منطقة يكون النهر فيها ضيقا كما يحدد موضع منطقة الـ[illegible] بحيث يمكن انشاء قنوات نهرية جانبية وان تكون هذه المنطقة قريبة من أماكن تواجد المواد الخام اللازمة للبناء ، و يعد الجومورفولوجى أقدر من غيره فى تحديد

الطول الزمنى لعمر الخزان وذلك بحساب كميات الرواسب التى تتجمع على مدى فترات زمنية محددة ، وهناك العديد من السدود والخزانات قد انهارت بسبب عدم الالتزام من قبل المهندسين بالأخذ فى الاعتبار المعلومات الجيولوجية والجيومورفولوجية للمنطقة . مثلما حدث فى حالة بناء سد هولز بلر على نهر تنسى غرب شتانوجا بالولايات المتحدة الأمريكية حيث تصدعت جوانب السد وقاع الخزان وفشل المشروع فشلا هندسيا واقتصاديا .

و بالنسبه للسد العالى فقد درست المنطقة قبل بناء المشروع دراسة جيولوجية تفصيلية كما تم رسم خرائط بمقاييس رسم كبيرة لتحديد ظروف منطقة السد وخصائصها الطوبوغرافية .

والسد العالى باختصار عبارة عن سد ركامى ضخم يسد مجرى النهر بارتفاع ١١١ متراً فوق قاع النهر و يصل عرضه عند القاعدة إلى ٩٨ م وعرض الطريق فوقه ٤٠ متراً و يقع الى الجنوب من سد أسوان بسبعة كيلومتر ومبنى من ركام جرانيتى تتخلله الرمال والطين حيث تتوافر هذه المواد والتكوينات قرب موقع السد كما يتميز موضع بنائه بتختناق النهر وتكون جوانبه من صخور جرانيتية صلبة مما قلل نسبيا من تكاليف عمليات الانشاء والوقت الذى استغرق فى البناء .

وفى حالة بناء سد آسوان وجد ان هناك ثلاثة مواضع قد تصلح لبنائه وهى خانق السلسلة قرب مدينة كوم امبو وخانق كلابشه الذى لايزيد اتساع الوادى عنده عن ٣٠٠ متر وأسوان ووجد فى الموضع الأول أن الصخور على كلا جانبى النهر تتكون من الحجر الرملى النوبى ضعيف التماسك وأما خانق كلابشه فصخوره جرانيتية صلبة ولكن مجرى النهر هنا يتميز بعمقه الكبير ـ رغم ضيقه كما ذكر آنفا ـ مما يؤدى الى زيادة التكلفة فى نفقات البناء وقد أختير موضع أسوان حيث بنى الخزان فى منطقة تتميز باتساعها شمال جندل أسوان على امتداد كيلومترين فوق صخور جرانيتيه صلبة تمثل اجزاء بارزة من الجندل الأول تمر المياه من خلال بوابات بينها يمكن التحكم فيها مثل باب هارون والباب الصغير والباب الكبير (راجع شكل ٧٤) .



شكل رقم (٧٤)
موقع كل من السد العالى وسد أسوان

وعموما لكى يكون بناء السدود النهرية سليماً يجب أخذ الجسات عند موقع السد الى عمق لا يقل عن ثلاثة أقدام تحت أكثر المستويات انخفاضا فى الخزان أما المناطق التى تدل ظروف الأرض وطبوغرافيتها أو جيولوجيتها على احتمال حدوث نشع Seepage أو أخطار على الاساسات فيجب اجراء الفحوص الى أعماق أكبر كما يقدر ارتفاع السد تبعاً للاحتياجات التخزينية المقدرة الى جانب جزء لتخزين الفيضان(٣) ، ولا شك أن هذه الأمور الهامة قد أخذت فى الاعتبار عند بناء السدود والقناطر على نهر النيل وغيره من أنهار العالم الأخرى .

والواقع أن السدود والخزانات تؤدى الى تغييرات فى هيدروغرافية الأنهار التى تقام عليها فعلى سبيل المثال أدى بناء السد العالى بشكله الركامى الى ارساب الجزء الأعظم من حمولته من الرواسب فى حوض بحيرة السد وخروج المياه خلف السد Down Stream the Dam خالية تقريباً من حمولتها مما نتج عنه

(٣) جلين أ. شواب وآخرين ، المبادىء الاولية لهندسة الارض والمياه ، ترجمة : انجي زين العابدين وأحمد طاهر عبدالصادق ، القاهرة ، ١٩٧٨ ، ص ٢٢٠ .

نحر شامل فى مجرى النهر شمال أسوان فى محاولة من النهر للوصول الى حالة استقرار تحت الظروف الجديدة التى فرضت عليه بتقليل انحداره وان كان هذا النحر مازال بطيئاً وذلك لأن الخزان ما زال فى مرحلة الملء الأول ومايصرف منه الآن يقتصر على الاحتياجات وكل مازاد عنها من الايراد الطبيعى يحجز لا تمام الملء ولا شك أن هذا النحر والذى يتوقع زيادة معدله فى المستقبل سيكون خطراً على السدود والقناطر المقامة شمال أسوان على طول مجرى النهر خاصة وأنها فى أغلبها غير مجهزة بما يعرف بالسدود الغاطسة drained dams والتى تمثل حماية لها من عمليات التقويض السفلى under cutting والنحر، كما ان عمليات حجز الرواسب أمام السد العالى والاطماء التدريجى لبحيرة السد يحرم النهر من حمولته وبالتالى حرمان التربة من الرواسب الطمية المجددة لخصوبتها والاخلال بعملية التوازن الذى يمر به الساحل الشمالى لدلتا النيل والذى يشهد تراجعا نحو الداخل بسبب نحت الأمواج والتيار البحرى الغربى الذى يمر فى موازاته وهناك العديد من الآثار الجانبية side effects الأخرى لهذا المشروع لايتسع المجال هنا لذكرها وان كانت على كثرتها لاتقلل من المميزات العديدة للسد العالى وجدير بالذكر ان لكل مشروع كهذا آثاره الجانبية والتى يمكن أن تكون قد أخذت فى الاعتبار قبل بدء عمليات الانشاء ودرست امكانيات تقليلها أو التغلب عليها .

وليس ثمة شك فى أن هناك العديد من أوجه التعديلات والقدرة على التكيف مع ظاهرة الأودية النهرية وسهولها الفيضية flood plains من قبل الانسان تتطور بصوره مستمرة وسريعة مصاحبة للتقدم الحضارى فى المجالات المختلفة فمنذ مراحل الاستقرار الأولى على جوانب الأنهار كان الانسان القديم يدرك غوائل الفيضانات فيستقر فوق المدرجات النهرية المرتفعة River Terraces .

وقد ذكر ياقوت الحموى مواقع القرى المصرية والتى اشتهرت فى العصر الوسيط بوجودها على مرتفع من الأرض للحماية من الفيضان ويذكر أن تلك المواقع المرتفعة اما طبيعية كالتلال أو حافة الأحواض الزراعية أو ضفاف النهر

العالية واما صناعية ككومات مقامة لرفع مستوى القرى عن اعلى منسوب للفيضان وقد ذكر أمثلة عديدة على ذلك(٤).

ولو تتبعنا الطرق البرية الممتدة فوق أرض الدلتا المصرية نجدها عادة ماتكون فوق منسوب الترع والقنوات حتى تكون فى مأمن من الفيضانات العالية أو من تسربها أسفل التكوينات التى تتكون منها الطرق البرية وفى مناطق السهول الفيضية وفى الدالات النهرية كثير من المنشآت مثل المطارات والخطوط الحديدية والانفاق وغيرها وكلها فى حاجة إلى تفهم واع للخريطة الكنتورية والجيومورفولوجية للمنطقة وذلك قبل البدء فى عمليات التنفيذ حتى تتلاشى أو تقل بقدر الامكان المثالب المحتملة.

(٢) الأنهار الجليدية والأنشطة البشرية :

Glaciers and Human Activities

ان الارتباط الواضح بين الأنهار الجليدية وبعض الظاهرات الطبيعية مثل كميات المياه بالأنهار، مستوى سطح المياه بالبحار والمحيطات، حركة التوازن Isostatic Movement فى قشرة الأرض والأشكال الأرضية المرتبطة بالتعرية الجليدية ذات تأثير واضح على الأنشطة البشرية المختلفة.

والأنهار الجليدية تشبه الغطاءات الجليدية فى كونها موارد هامة للمياه العذبة فى مناطق معينة وفى فترات محددة من السنة، ففى الولايات المتحدة توجد مجارى مائية عديدة ــ خارج ألاسكا ــ تتغذى من الجليد مثلما الحال فى ولايات واشنطن، مونتانا، و يومنج وتستخدم هذه الأنهار فى توليد الكهرباء وفى الرى، وهناك أنهار ضخمة مثل الجانج والسند والبراهما بوترا تنبع من الأنهار الجليدية الموجودة فى جبال الهيمالايا وقراقورم وهند كوش، وفى سويسرا والنمسا نجد ان الأنهار التى تستمد مياهها من الجليد Glaciers fed streams ذات أهمية كبيرة فى توليد الطاقة كما تعدر موارد مائية هامة، ومن مناطق مرتفعات الهايلاند باسكتلندا تنبع العديد من الأنهار مثل نهر الدون ونهر الدى

(٤) عبدالعال عبدالمنعم الشامى. مدن مصر وقراها عند ياقوت الحموى ــ الكويت، ١٩٨١، الطبعة الأولى ص٢٠.

River حيث تستمد مياهها من الثلاجات العديدة التى تميز تلك المناطق المرتفعة وتعطيها مظهرا مميزا(٥).

وعادة ما يذاب الجليد بالثلاجات فى فصل الحرارة والجفاف حيث تشتد الحاجة الى المياه فثلاجات ولاية واشنطن الأمريكية تمد الأنهار بكميات من المياه خلال شهرى يوليو وأغسطس تساوى تقريبا نفس القدر المتحصل من المياه تحت الأرضية وذلك على مدار السنة(٦).

كما ان نهر كولمبيا الذى ينبع من جنوب شرق كولمبيا البريطانية يحصل على نحو ١٥٪ من جملة مياهه من الثلاجات مباشرة وقد استطاع الانسان حفر الانفاق Tunnels تحت الأنهار الجليدية للحصول على المياه لتوليد الكهرباء كما تستخدم الجبال الجليدية Icebergs كمورد للمياه العذبة فى العروض القطبية وفى قارة انتاركتيكا ــ وتعد الأنهار الجليدية وما يرتبط بها من بحيرات عنصر جذب سياحى كبير فى بعض دول أوربا مثل سويسرا والنمسا التى يعتمد كل منها فى جزء كبير من الدخل القومى على السياحة.

ومن المناطق السياحية الرئيسية بالروكى الأمريكية جبل رينيه وجبل ماكنلى وغيرهما من القمم الجبلية العديدة فى كل من كندا والولايات المتحدة كما تمثل البحيرات الجليدية والجبال المغطاه بالجليد فى مرتفعات اسكتلندا عنصر جذب سياحى له شأنه.

وكثيرا ما تستغل القيعان المستوية للأحواض الجليدية الطولية كممرات خلال التلال والجبال الألبية مثل ممر برنر Prenner Pass الواقع عند رأس حوض اديج Adige بوسط أوربا.

ومع ما سبق ذكره من جوانب النفع بالنسبة للثلاجات فإن لها أخطارها التى

---

(٥) زار الكاتب تلك المناطق اثناء مهمته العلميه بجامعة ابردين باسكتلندا وقام بزيارات ميدانيه لمناطق التعريه الجليديه بالمايلاندز ضمن رحلات قسم الجغرافيا بالجامعه المذكوره وذلك فى سنة ١٩٨٢.

(٦) Gardener, J. S., Physical Geography, New York, 1977, P. 263

تتمثل فى الانهيارات الجليدية المدمرة Avalanches والتى تأخذ صورتين الأولى الانزلاق الجليدى ice slide والثانية انفجار السدود الجليدية Glacial dams مما يؤدى الى أضرار كبيرة تتمثل أساسا فى حدوث فيضانات عنيفة . ومن أشهر الانهيارات الجليدية المبكرة الانهيار الجليدى فى ثلاجة التلز Altels فى سويسرا سنة ١٨٩٥ مما تسبب فى موت ستة أشخاص وعشرات من الأبقار كما أدت إلى تدمير مراعى خصبة (٧). والانهيار الجليدى الذى حدث فى بيرو سنة ١٩٦٢ حيث سقطت كتل جليدية صخمة من قمة جبل هوسكاران Hausacaran تحتوى على صخور ومواد مذابة تقدر كميتها بنحو ثلاثة ملايين من الأمتار المكعبة ، وقد ينفجر السد الجليدى و يؤدى الى فيضانات يسبب أضرارا كبيرة فى بعض الأودية المكونة مثلما الحال فى أودية الهيمالايا وقراقورم ومرتفعات بروكس فى الاسكا والتى سجل بها أكثر من مائة انفجار فى السدود الجليدية المنتشرة بها .

وتعد الجبال الجليدية ـــ التى اشتق معظمها من الأنهار الجليدية خطرا داهما على عمليات الملاحة البحرية خاصة فى شمال الأطلنطى حيث يحركها تيار لبرادور وتيار شرق جرينلاند Greenlands وتعتبر الكتل الضالة Erratic blocks ـــ التى تأتى بها الأنهار الجليدية عادة من مناطق صخور نارية الى مناطق صخور رسوبية ـــ من العقبات التى تواجه النشاط الزراعى فى أجزاء كثيرة من أوربا تعرضت للارساب الجليدى وكذلك فى أمريكا الشمالية فى ولايتى داكوتا الجنوبية ومنسوتا وتنتشر هذه الكتل الضالة بكثرة مما يزيد من عبء العمليات الزراعية .

وجدير بالذكر ان سهول التل Till المستوية وسهول الارساب الجليدى وسهول البحيرات الجليدية تضم بينها اخصب انواع التربة فى العالم مثل السهول المحيطة بالبحيرات العظمى بامريكا الشمالية كما ان الرواسب الجليدية ذات قيمة اقتصادية فرمال وحصى سهول الجليد ورواسب الكام الدلتاويه والاسكرز

(7) Ibid, p. 224

Eskors تحتوى على حصى يستخدم لعمل الخرسانات المسلحة ورصف الطرق كما يتكون فى الرواسب السميكة خزان جوفى للمياه Aquifer مثلما الحال فى ولايات اوهايو، بنسلفانيا ، ونيو يورك .

(٣) ظاهرات التعريه الصحراويه والنشاطات البشرية :

تتعدد الظاهرات الجيومورفولوجية بالمناطق الصحراوية الحاره وفى هذا الجزء سندرس بعض الظاهرات الرئيسيه المتمثلة فى الادوية الجافة ، المراوح الفيضيه ، والكثبات الرملية من حيث كونها من اكثر الظاهرات تأثيرا وتأثرا بالانسان بالمناطق الصحراوية .

أ ــ الاودية الجافة : Dry Valleys

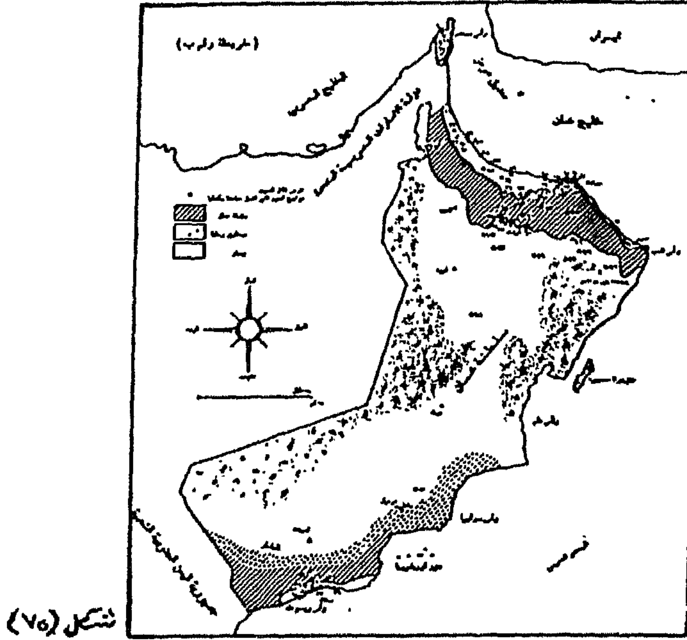
تتميز الصحارى الحارة فى مناطق كثيره منها بظاهرة الوديان الجافه التى تتباين فى اطوالها واعماقها بعضها بالغ الطول كثير التفرع مفرط فى عمقه متسع فى حوضه بحيث يعطى صورة فزيوغرافية ناضجه لنظام تصريف مائى والبعض الآخر بالغ الدقة والضيق تتقارب الاوديه وروافدها تقاربا شديدا حتى تتشابك وتتداخل طوبوغرافيا كما ان بعضها خانقى شديد الانحدار لعبت الحركات الارضيه ــ خاصة الصدوع ــ دورها الكبير فى المظهر الطبيعى لها ورغم هذه التباينات بين هذه الاودية الا انها جميعا تشترك فى خاصية الجفاف(٨) .

وجدير بالذكر ان الكثير من الادوات البشرية لانسان العصر الحجرى القديم والحديث وجد مدفونا فى مدرجات اودية الصحراء الشرقية بمصر وهى بالطبع تدل على انها فى تلك الفترات التاريخية كانت بمثابه مناطق جذب للانسان القديم الذى استقر فوق جوانبها واستخدمها كمعابر لسيره عبر الهضاب والمناطق المضرسه كما حفر العديد من الابار التى مازالت موجوده حتى الان مثل بئر العوينا فى وادى العمبجه و بئر غدير فى وادى غدير و بئر العين بوادى الجمال وكلها فى الاوديه المتجهه نحو ساحل البحر الاحمر فى مصر.

---

(8) Strahler, A.N., and Strahler, A.H., 1980, Environmental Geoscience, John Willy and Sons, New York, p. 334

و يوضح شكل رقم (٧٥) موارد المياه والاستقرار القبلى فى جنوب شرق الجزيرة العربية لاحظ موقع مراكز الاستقرار واحراج النخيل بالنسبة لوادى الحلفاين ورافدية والقنوات المائية السطحية منها والتحتيه حيث تقع مراكز العمران مثل ميفوث ونزار بعيدا عن الوادى خشيه السيول الفجائية المدمره .



شكل (٧٥)

الاوديه الجافه ومايرتبط بها بسيول :

اذا كان سقوط المطر فى الصحراء شذوذاً عن المألوف فانه امر عادى ان يسقط المطر بصورة فجائيه وعلى فترات زمنيه متباعدة وعادة اذا ما انهمر مدرارا فانه ينتج السيول والفيضانات التى ينجم عنها التدمير والخراب للمراكز العمرانية القريبة ومن السيول الشهيره التى تعرضت لها الاوديه الجافه بالصحراء الشرقيه سيل وادى قنا الذى تعرضت له مدينة قنا فى ١٩٥٤/١٢/٢٠ والذى يعد من اخطر السيول التى تعرضت له مدينة مصرية و يرجع التدمير الذى شهدته قنا الى وقوعها قريبه من الهضاب المرتفعة عند نهاية اكبر واهم اوديه الصحراء الشرقية مما يجعلها عرضه لتدفق مياة السيول وكان وادى قنا من الشده بحيث زادت مياهه على طاقه الترع وفاضت فوق الجسور وغمرت المناطق المنخفضة من المدينة و بلغت سرعة السيول

١٠ متر فى المدينة و بلغ ارتفاع المياه فى الشوارع اكثر من المترودمرت ثلاثة نجوع تدميرا شاملا هى المعنا ، النحال ، وسيدى عبدالرحيم ، و بلغت المساحة المبنيه التى دمرها السيل ١٣٣,٧ فدانا اى نحو ٣٥,٧٪ من جملة المساحة المبنية بالمدينة و بلغ عدد المنازل التى دمرت وتصدعت ٢٨٣٠ منزلا و بلغت اعداد الاسر المنكوبه ٣٧٤٥ اسره (نحو ٣٣,٧٪ من جملة سكان المدينة) وقد قدرت جملة الخسائر بـ ٢٢٢,١٢٨ جنيها عبارة عن عقارات ومنقولات وقد وضع تخطيط شامل لمدينة قنا بعد السيل (٩) .

ومن السيول الاخرى سيل وادى سنور الذى حدث فى يناير سنة ١٩٧٠ وقد دمر قرية سنور تدميرا كاملا واقتلع الاشجار والنخيل وجرف التربه المزروعه وحمل الى النيل كميات ضخمه من المجروفات اكسبت مياهه لونا مائلا للصفره ، وسيل اسوان سنة ١٩١١ الذى ادى الى اكتساح مناطق واسعه شمال مدينة اسوان واقتلع الخط الحديدى بالمدينة .

وفى سيناء يوجد وادى العريش الذى يبدو حين تفيض مياهه كوادى نهرى حقيقى يزحف سيليا طوال شهر تقريبا مقتلعا المبانى والمزارع و يعد هذا الوادى وقد حدث به ١٢ سيلا فى الفترة من ١٩٢٥ ــ ١٩٤٥ ــ و بعد بناء سد الروافعه سنه ١٩٤٦ بارتفاع ١٢ مترا فوق قاع الوادى امكن قياس كميات المياه التى تجرى فى الوادى وان كانت عمليات الرصد لم تكن مستمرة بسبب الحروب وقد حدث سيل فى مارس ١٩٤٧ سجل رقما قياسيا فى فترة السيل بلغ متوسط التصرف ٢٩٠,٠٠٠م ٣/ساعة او ٨٠م٣/ ثانية ولتوضيح اهمية تصرف الوادى عند حدوث السيول نذكر انه يتفوق على بعض الانهار دائمة الجريان مثل نهر التايمز عند مدينة تدنجستون (متوسط التصرف ٧٧ م٣/ثانية) بانجلترا .

ونتيجة للسيول التى تتردد بصورة فجائيه مباغته كانعكاسه لنظام سقوط الامطار الصحراوية نجد ان مراكز العمران عادة ماتتجنب بطون الاودية الصحراوية وتتمركز فى المناطق المرتفعة خشية السيول الفجائيه . فنجد على سبيل

---

(٩) حمدى الديب ، مدينة قنا ، رسالة ماجستير غير منشوره ، جامعة القاهره ١٩٨٠ ، ص ٦٥ .

المثال وادى عمبجة قد اثر بوضوح فى نمو مدينة القصير حيث انها تقع شمال منطقة الرواسب الدلتاو ية التى اتى بها الوادى من المرتفعات فى الغرب والتى تتميز بانبساطها وانخفاض سطحها ما أتاح الفرصه لنمو المدينة دون وجود عوائق حقيقية امامها كما تنمو حلات سكنيه صغيرة فى الجنوب يسكنها العبابده فوق تلال رسوبيه بعيدة عن باطن الوادى والذى يتعرض للسيول مثلما حدث فى سنة ١٩٧٩ وقد شاهده الكاتب اثناء دراسته الميدانيه لاعداد رسالة الدكتوراه وسجل الكثير من آثاره حيث بلغ عمق مياهه اكثر من ثلاثة امتار جاليا كميات هائله من الرواسب باحجام مختلفة كاسحا امامه كل ماهو كائن من حيوانات مختلفة مدمرا اعدادا هائله من المبانى ونتيجة لذلك نجد ان ارخص انواع الاراضى هى تلك التى توجد فى باطن الوادى فى جزئه الادنى حيث يرفض سكان القصير السكنى بها لدرايتهم بالاثار التدميريه للسيول وتقع مدينة القصير بعيدا عن مصب وادى العمبجه وتقطع الامطار المرجانى امام المصب .

وكثيرا ماتقوم الزراعة على مياه السيول الجار ية ببعض هوامش الصحراء فيما يعرف بالزراعة الفيضية Flood وهى على درجات ابسطها زراعة بطون الاودية الضحله باطراف الرق والحمادا ، فعند انحسار السيل الذى يكون قد فرش بطن الوادى بطبقه من الطمى ، وتشربته التربه لاعماق مناسبه تبذر الحبوب كالشعير والقمح وتتغذى على الرطوبة المتوفره وربما يقدم سيل او او سيول لترويها اثناء الموسم(١٠) ولكن احيانا ماتكون السيول من الوفرة بحيث تحول الارض الى مستنقعات تؤدى الى تلف المحاصيل وتدمير المنشآت وكثيرا ماتقام السدود على مجارى هذه الاودية للاستفادة من مياهها أو تجنب السيول واخطارها مثل سد الروافعه ، وسد خانق الضيقه المقترح انشاؤه على وادى العريش . واما الخزانات وسدود التحويل Diversion Dykes فهى معروفه منذ فترات قديمه وهى عبارة عن حواجز صخرية أو ترابيه تنشأ على مجارى هذه الاوديه فتقوم باحتباس مياه الفيضانات للانتفاع بها فى الرى وكثيرا ماتجتاحها السيول فيـ... بناؤها وتكثر هذه الأنواع من السدود فى بطون الأودية والاخوار والمسايل لتعترض

---

(١٠) صلاح الدين البحيرى ، جغرافية الصحارى العربيه ، عمان ، ١٩٧٩ ، ص٤٢٦ .

سيل الماء المندفع نحو البحر ويمنع ضياعه فيتوقف و يتسرب فى الطبقات المساميه فى باطن الصخور، حيث يؤخذ بعد ذلك بواسطة آبار تحفر فى الارض المسامية ، وقد تقام السدود على شكل حرف V عند اعالى الاودية لحجز المياه وتجمعها فى صهريج جوفى ليعاد توز يعها على المناطق المزروعة .

وفى بعض المناطق كما فى هضبة مر يوط ــ العامر ية تنتشر السدود الطينية المخططة التي ترتفع لثلا ثة امتار ترجع الى العصر الرومانى حيث تتجمع مياه الامطار لزراعة الشعير، ومن الامور المعروفة ان للتخز ين الارضى عموما مجالات ومستقبلا كبير ين فى المنطقة برمتها(١١) والتى اصبحت منطقة استقطاب لشركات الاستثمار الزراعى والسياحى وغيرها .

وفى مخارج بعض الاودية الصحراو ية بصحراء مصر الشرقية تعمقت المجارى وتكست بالدبش وتغطت قيعانها بطبقات خرسانيه مسلحة لحمايتها من النحت فانشىء فى مركز الصف مايطلق عليه مخازن السيول لضبط الجر يان السيلى المتجه نحو الضفه الشرقيه لنهر النيل وتغيير اتجاهاتها .

وعموما يجب فى الاوديه التى تحدث بها سيول شديدة عدم الاعتماد على المنشآت المؤقته المصنوعه من الصخور والا تربه وغيرها من المواد غير القادره على التحمل فالدراسات قد اظهرت انه عادة مايمكن تثبيت منشآت فى صورة سدود تبنى بمواد متينه ذات قوة بنائيه مناسبة وان تكون لها قدرة هيدروليكية كافية لتحمل التصرف ومنع تسرب الماء تحت المنشأة أوعلى جانبيها حتى تتجنب فيضان الماء ووصوله الى الحلات السكنيه والقرى وغيرها مما ينتج عنه من آثار ضاره كما ذكر آنفا .

ب ــ المراوح الفيضية : Alluvial fans

تتكون المراوح الفيضية كما هو معروف عندما تنساب السيول عند اقدام المرتفعات وتنتشر مياهها فوق اسطح الارض المستوية كما انها احيانا ماتتخذ اشكال مخاريط يطلق عليها مخاريط فيضيه Alluvial cones وهذه

---

(١١) جمال حمدان ، مرجع سبق ذكره ، ٤٢٦ .

يزداد اتساع حجم المراوح الفيضية بحيث يبلغ طول قاعدتها عدة كيلو مترات يطلق على الانحدار المائل من القمه حتى القاعدة تعبير سطح البهادا Bajada وهو عبارة عن منطقة متسعه مغطاه برواسب فيضيه والعديد من الرواسب الفيضية تغطى بالاعشاب أو الحشائش الشوكيه وان كانت التربه تحتوى على مواد غذائية مفيده للنبات ومع جفاف اسطحها فان الظروف الطبيعية المتاحة تساعد على وجود مورد مائى للرى وذلك بحفر آبار فى رواسبها وذلك لانه بسبب الانحدار الاشعاعى للمروحه الفيضيه Radial Slope of fan فان مياه الرى فى اجزائها العليا تتوزع بواسطة الجاذبية الى كل اجزاء سطح المروحة(١٢) .

والحقيقة ان مسامية التربه والسطح الحصوى للمروحه فى اجزائها العليا لاتساعد على الاستخدام الزراعى الكثيف وان كان الحصى والرمال يمكن استخدامها فى اغراض البناء والتشييد فعادة يختفى الانسياب السطحى (باستثناء فترات الفيضان) فى الفتات الخشن coarse deris عند رأس المروحه الفيضيه ولذلك تتجمع فى الباطن فى شكل خزان جوفى داخل الصخور المسامية وان كان يحدث لها نشع وتسرب بطىء للغايه نحو هوامش المروحه الفيضيه وكثيرا مايستخدم هذا الماء الجوفى فى عمليات الرى برفعه عن طريق حفر الابار فى بعض الاقاليم وفى اقاليم اخرى يتم الحصول عليها عن طريق حفر انفاق تحتيه اسفل سطح المروحه تنقل عبرها المياه فى كميات كافيه لعمليات الرى والاستعمالات الاخرى مثلما الحال فى بعض مناطق شبه الجزيرة العربية حيث تسمى بالافلاج (**شكل ٧٥**) الذى يتضح منه فلج نميل فى سلطنه عمان لاحظ انسياب المياه الجوفية فى الفلج نحو القريه واحراج النخيل .

ومن الرواسب المروحية الشهيرة تلك التى تحدد سلاسل جبال سان جبرنيل فى جنوب ولاية كاليفورنيا قرب لوس انجيلوس حيث تقوم عليها الزراعة بسبب التربة الحصبية التى تتميز بسمكها الكبير (**شكل ٧٥**) كما تعتبر دلتا نهر كلورادو دلتا مروحيه ضخمه .

---

(12) Finch Trewartha and Robinson Hammond, 1957, Elements of Geography (Physical and Cultural) Tokyo, p. 289.

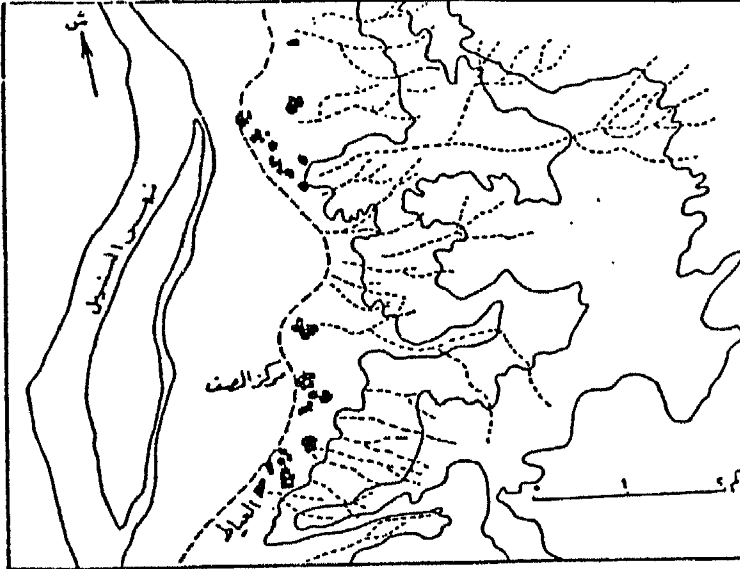
ومن المراوح الفيضيه التى تتعدد خلالها الافرع المؤقته تلك التى تتجه من الشرق الى الغرب عند المنحدرات الدنيا لسلسلة سييرا نيفادا متمثلة فيما يلى :

أـــ وادى سان جواكين بولاية كاليفورنيا .

بـــ مروحة كاو ياه Kaweah الفيضية .

جـــ مروحة تول Tule الفيضية .

وفى مصر توجد العديد من المراوح الفيضيه مثل تلك التى تنتهى بها اودية الصحراء الشرقية نحو نهر النيل وهى تلك الاوديه التى تنبسط ارضها و يضعف انحدارها تماما امام مخارجها فى المنطقة الهامشيه او فى وادى النيل وتتعدد هذه الاودية فى مناطق الاحواض المنعزله ومن امثلتها فى حوض الصف وادى الهيزه الذى كون مروحه فيضيه تظهر بوضوح مع تتبع خطوط الكنتور عند مصبه (شكل ٧٦) كما كون وادى البستان الذى ينتهى الى حوض الشيخ حسين مروحه فيضيه واضحة فى مواجهة مدينة مطاى [١٣] وتظهر امثله عديدة لتلك الاودية التى تلتقى



شكل رقم (٧٦) يوضح ارتباط مراكز العمران بالمراوح الفيضية

(١٣) محمد المعتصم أحمد ، الاستقرار البشرى على الجانب الشرقى من وادى النيل بين حلوان وقنا « رسالة دكتوراه غير منشوره » القاهره ، ١٩٧٣ ، ص ٢٤ .

بالوادى فى صورة مراوح فيضيه قد تلتحم مكونه سهل بهادا مثلما الحال فى اودية (الحبراوى ــ الابراهيمى ــ قلعة العجاطى ــ المخازن ــ الاسيوطى).

و يرى بوتزر Butzer ان مثل هذه المراوح الفيضيه ظلت تتكون حتى بداية الهولوسين(١٤).

وفي الساحل الشمالى للصحراء الغربية فى مصر نجد ان ظروف المناخ الجاف الذى ساد منذ نهاية البليستوسين وخلال الهولوسين لم تساعد الانهار الاصلية التابعة Consequent streams على الامتداد شمالا تجاه البحر المتوسط الذى تراجع نحو الشمال ومن ثم اخذت رواسبها تتجمع على شكل مراوح فيضيه هائلة الحجم تلاحظ عند اقدام الحافه الميوسينيه وعند مصبات الاوديه كما هو الحال بالنسبة للمراوح الفيضية عند مصبات وادى التواو ية ووادى الشق الشرقى ووادى الشق الغربى ووادى الخروبة ووادى السمد وغيرها(١٥).

جـ ــ الاشكال الرملية فى الصحراء : ..

تنتقل الرمال بفعل الرياح التى تزداد سرعتها من الارض العاريه الناعمه حتى اذا اعترض حركتها عائق أو توقفت عن الحركة ترسبت فى صورة كثبان رمليه وخلال الفترة الاولى لتكوين الكثيب يزداد ارتفاعه تدريجيا الى ان يصل الى حد يكون فيه مقدار مايتراكم من الرمال على الكثيب بواسطة الرياح مساو يا لمقدار ماتحمله نفس هذه الرياح فى سريانها الذى يحدث فى هذه اللحظة هو ان ذرات الرمال تتطاير لتهبط فوق قة الكثيب ثم لاتلبث ان تنزلق ولهذا فان الكثيب يتحرك فى موضعه ، وقد تظهر الكثبان الرمليه فى مجموعات متجاورة يتراوح عددها مابين ٤٠ ــ ٥٠ كثيب فى الكيلومتر المربع و يتراوح ارتفاع الكثيب بين عدة امتار ومائة متر و يتراوح انحدار جانبه المواجه للرياح مابين ٥ ــ ١٢°، اما الجانب

---

(14) Butzer, K.W., Enrivonment and Human in Egypt during predynastic and early dynastic times, 5-0, Geog. de Egypte p.65

(١٥) حسن سيد ابوالعينين ، منطقه مرسى مطروح ، (دراسة جيو يورفولوجيه) الجمعيه الجغرافيه مقال بالمجله الجغرافيه العربيه العدد الثامن ١٩٧٥ ، ص٢٨ ، ٢٩.

المواجه لمنصرف الرياح Lee Wind فيكون اكثر انحدارا اذ يبلغ مايقرب ٣٥°
(راجع بالتفصيل الفصل الرابع الرياح) .

وتتكون الكثبان الرملية من حبيبات منتظمة من الكوارتز مع بعض الميكا وبعض هذه الحبيبات تكون ذات قطر لايزيد عن ١٥, مم وتكون هذه الحبيبات الصغيرة مابين ٢ الى ١٥ ٪ من الحجم الكلى .

وفى صحراء مصر الغربية قامت الرياح بنقل وتصنيف وترسيب كميات هائلة من الرمال فى ثلاثة انواع من الرواسب السطحية وهى كثبان رملية ، سهول رملية ، وغطاءات رملية Sand Sheets وتسود السهول الرملية معظم سطح الصحراء الغربية حيث تكسو هذه المساحات الشاسعة المستويه السطح راقه من الحبات الرملية متوسطة وكبيرة الحجم ـ مابين ٠,٥ ـ ٤ مم ـ تمثل درعا يحمى سطح السهل الرملى من اثر الرياح السائدة ـ ومعظم كثبان الصحراء الغربية من النوع الطولى والهلالى كما توجد بعض الكثبان القبابيه Domal Dunes والكثبان النجمية وتظهر الكثبان الطولية فى صور الفضاء على هيئة خطوط طولية فاتحه اللون ، ولازالت ميكانيكية حركة الرمال على طول الكثبان ودور الرياح امرا قابلا للجدل .

وعندما تهبط الكثبان الطوليه الضخمه ـ فى صحراء مصر الغربية حافات الهضاب المشرفه على احواض المنخفضات تنقسم الى العديد من نطاقات الكثبان الهلاليه مثال ذلك غرد أبى محرك الذى يدخل منخفض الخارجه من الشمال وتتشكل رماله الى نطاقات من الكثبان الهلالية وتتميز برخانات الواحات الخارجة بمعدل حركة سريعة تصل فى بعض الاحيان الى ١٠٠ متر سنويا للكثبان صغيرة الحجم وقد دلت الدراسات العديده التى تناولت حركة الكثبان ان هناك علاقة عكسية بين معدل الحركة وارتفاع او حجم الكثيب ولاتزال كميات كبيرة من الرمال تتحرك فى صحراء مصر الغربية من مناطق مصادرها من الشمال فى اتجاه مواقع الترسيب فى الاحواض المغلقه ـ تهدد مراكز العمران فى الواحات المصرية والاراضى الزراعية بها والجانب الغربى لوادى النيل و يعتقد بان الكثبان الرملية فى الصحراء الغربية تتحرك مع اتجاه عقارب الساعة حول مركز بالقرب من واحة

الـكـفـره وعلى ذلـك فـان اتجـاهـات الـكـثبان تتغير من شمال الشمال الغربى فى الاجـزاء الـشـمـالـيـة الى شـمـال الشمال الشرقى فى الجزء الجنوبى كما لوحظ ان الـكـثـبـان تـرتـبـط ارتـبـاطـا وثيقا بالمنحدرات (الحافات) المحيطة بالمنخفضات الـصـحـراو يةـ والواقع ان تحرك الكثبان الرملية يعد من اكبر المشاكل التى تواجه مـراكـز الاسـتـقـرار وعـمـلـيـات الـتـعمير فى منخفضات الصحراء الغربية خاصة مـنـخـفـض الخـارجـه حـيـث تـهـدد بـصورة مستمرة المظاهر المختلفة للعمران وطرق المـواصـلات والمـزارع واعـمـدة الـتـلـيـفونات والكهرباء الممتدة فى الصحارى فقد تتحرك الرمال التى اقيم فوقها احد الابراج الكهربية و بذلك يصبح الاساس الذى اقيم فـوقة البرج فى حالة غير مستقرة او قد تدفن هذه الاعمدة تحت الكثبان الرملية مما يسبب تغييرا فى الاجهادات الواقعه على هذه الابراج الكهربية .

وكـثـيـرا مـاتـعـمـل الكثبان الرملية على قطع الطرق البريه الصحراوية مثلما الحـال فى الـواحـات الخارجة والطريق البرى الشمالى بسيناء مما يؤدى الى تعطيل المواصلات خاصة عند هبوب الرياح العاصفة مثل الخماسين .

والحـقـيـقـة ان هـنـاك حلولا يمكن بها الحد من تحرك الكثبان الرملية تتمثل فى محـاولـة تخـفـيض سرعة الرياح السطحية وتعد النباتات من اكثر الوسائل فعالية فى ذلـك فـهـى تخـفـض سرعة الرياح الى جانب ان الجذور والمادة العضوية تساعدان على تـمـاسـك الـتربة ضد الرياح وتزرع النباتات الخشبية كالاشجار والشجيرات لـتـعـمـل على تخـفـيـض سرعة الرياح فوق المناطق الواسعة ، وان كان ذلك الامر يـتـعذر فى المناطق الصحراوية الجافة حيث تحتاج فى زراعتها الى المياه التى تعوذها الـصـحـراء كما انهـا لم تـثـبـت جدواها فى حالة ماإذا كان فيض الرمال غزيرا اذ لاتـلـبـث تجـمعاتها الزاحفه ان تغرق الاشجار وتتجاوزها الى ماتراد حمايته وراءها وعـمـومـا تـستخدم طريقة زرع الاشجار فى مناطق كثيرة كمصدرات للرمال مثلما الحـال فى الواحات ، ففى مزرعه التحتنيه بالواحات البحريه اقامت الهيئه المصرية العامه لتعمير الصحارى انشاء سياج كبير من اشجار السنط والاثل لتوقف زحف الـكـثـبـان الرملية المحلية بالمنطقة وكذلك فى مناطق الاصلاح الزراعى وجود مثل هذه الاشجار التى تكاد تلتصق بها الكثبان الرملية باحجامها المختلفة .

هذا وقد كان باجنولد Bagnold قد اقترح تغطية التكوينات الرمليه بطبقه من الحصى الخشن لتثبيتها وان كان هذا الاقتراح رغم وجاهته واعتماده على أسس منطقية صعب التحقيق من الوجهه العملية . وهناك طريقة وش الرمال بزيوت سريعة التسرب كالاسفلت تتميز باللزوجه لكى تعمل على تماسك حبيبات الرمال لعمق مناسب فوق سطح الكثبان وهذه الطريقة اقتصادية نوعا ما خاصة فى الدول المنتجة للبترول مثل المملكة العربية السعودية والكويت وهى من الدول التى تعانى من هذه المشكلة (١٦) .

وكما ذكرنا آنفا بان مناطق الواحات المصرية والتى تعانى كثيرا من مشكلة غزو الرمال لها تحاط حقولها باسوار من الاخشاب وسعف النخيل يطلق عليها « الضرب » كما تزرع المنطقة المحصوره بين التكوينات الرملية والمناطق الزراعية ببعض الحشائش والشجيرات الملائمه للمناخ الصحراوى حيث تتوافر المياه من الابار بالقرب منها كما تعد اشجار النخيل فى العديد من الواحات مصدات طبيعيه امام سفى الرمال .

ونظرا لقابلية الرمال الشديدة لامتصاص المياه فانه لايمكن انشاء المنشآت المائية كالخزانات مثلا ، فى هذه المناطق كما يصعب شق الترع للرى الا اذا كسيت جوانبها بالاسمنت وهذا الامر متبع فى مناطق الاستصلاح الزراعى بالصحارى المصرية ، اما فى حالة المنشآت التى من الضرورى بناءها فى تلك المناطق التى تتعرض لتحرك الرمال فانه يجب تعميق اساساتها لمسافات كبيرة حتى لاتتأثر بانتقال الرمال كما هو الحال فى الواحات الخارجه لتفادى تعطيل الحركة على الطريق و بالرغم من مساوىء الكثبان الرمليه واخطارها على العمران والزراعة وغيرها من الانشطة البشرية فى الصحراء فانها احيانا ماتكون بمثابة خزانات طبيعية لمياة الامطار ــ فقد اوجدت الكثبان الرملية فى شمال سيناء غطاء متميزا من الواحات يطلق عليها الوحات الكثيبية Osis Dunairs فى التجاويف الموجوده بين الكثبان تستقر بعض نجوع وحلات البدو

---

(١٦) صلاح الدين بحيرى ، مرجع سابق ذكره ، ص١٠٤ .

و يزرع القليل من اشجار النخيل[17] وهذه الظاهره يمكن رؤيتها بوضوح على طول الطريق البرى من القنطرة شرق الى العريش .

د ـ السواحل والانسان :

ان العلاقه بين السواحل والانسان تتضح جليا بالنظر الى خريطة توزيع السكان فى العالم فباستثناء مناطق معينه مثل وسط اوربا والاوديه الفيضيه كأنهار النيل والمسيسبى وانهار الصين فى اجزائها الدنيا وبعض المناطق المرتفعة فى العروض المدارية نجد ان السكان يتركزون على السواحل وكان هذا النمط اكثر وضوحا فى الماضى منه فى الوقت الحاضر فقد امدت سواحل البحر المتوسط الحضارات المصرية والفينيقيه والرومانيه بمقومات قويه ونجد ان المدن التجارية العظيمه مثل فينيسيا وجنوه قد نمت كمدن ساحلية كما ان التوسعات الاستعمارية الانجليزية والهولندية والفرنسية والاسبانية وغيرها بعد سنة ١٤٥٠ قد انبثقت من المدن الساحليه وخلقت مدنا ساحلية فى مناطق العالم المختلفة .

والان نجد ان من بين اكبر ٣٢ مدينه فى العالم ٢٢ مدينه تقع على خلجان بحرية و ٥٠ ٪ من سكان الولايات المتحدة يعيشون بالقرب من السواحل بما فيها سواحل البحيرات العظمى .

وهذه الاعداد الضخمه من السكان الذين يعيشون قرب السواحل قد عدلوا بطرق ومعدلات مختلفة من طبيعة السواحل فى العالم وذلك باستخداماتهم المتباينه ، وللسواحل قيمة ترويحية كبيرة بالاضافة الى انها من مناطق استقطاب السكان للاستقرار ونجد الان ان هناك الكثير من حقول البترول فى العالم تتركز فى مناطق الرصيف القارى Continental platform مثل حقول بترول الولايات المتحدة على خليج المكسيك ، بترول سواحل نيجيريا و بترول الخليج العربى وخليج السويس وبحر الشمال وغيرها .

و باختصار شديد فان المناطق الساحليه قد تعدلت بفعل ـ الاستخدامات البشرية فى ثلاث صور رئيسية :

---

(١٧) جمال حمدان ، مرجع سابق ذكره ص ٥٦٩ .

١) تلوث المياة الساحلية water pollution

٢) اضطراب العمليات الطبيعية التى تشكل خط الشاطىء .

٣) تغيير تام لطبيعة الساحل اما بتركز نشاط زراعى او استقرار عمرانى او بناء منشآت صناعية وغيرها .

وجدير بالذكر ان بعض انواع السواحل اكثر قابلية للتعديل البشرى من غيرها فالمصبات الخليجية Estuaries والخلجان Bays والبحيرات الطولية Lagoons تساعد على انشاء موانىء جيده وقد نمت مدن كبرى على مثل هذه النقاط وكثيرا ماتعمق الخلجان لتكون اكثر صلاحيه كمرافىء طبيعية مثلما الحال فى خليج مونتفديو الذى يصب فيه نهر لابلاتا وتقع عليه منتفديو عاصمه اورجواى وبوينس ايرس عاصمة الارجنتين وعندما تنمو مثل هذه المدن الساحلية فيحتاج بطبيعة الحال الى مساحات للتوسع فوقها مما يتطلب بالضرورة تجفيف الملاحات والبحيرات الساحليه كما حدث على سبيل المثال من تجفيف لاجزاء من بحيرة مريوط وغيرها من البحيرات بالساحل الشمالى لدلتا النيل .

والمرفأ الطبيعى عادة مايكون ناتجا من عوامل التشكيل الساحليه يتميز بمياه هادئة وعميقة نسبيا تحمى حماية طبيعية وهناك انواع مختلفة من المرافىء الطبيعية مثل مرافىء السواحل المرجانية ومرافىء السواحل المغمورة ومن نماذج المرافىء المرجانية موانىء البحر الاحمر فى مصر ومن الثانية ميناء ريودى جانيرو الذى يبلغ طول محيط المرفأ حوالى ٤٥ كم وعمقه ٢٨ مترا وهناك المرافىء الجزريه مثل ميناء لاجوس التى نمت على جزيرة (ايدو) والتى اتصلت بالساحل بجسر إنشىء فوقه خط حديدى . وهناك مرافىء الفيوردات حيث توجد بعض الفيوردات متوغله فى اليابس لمسافة نحو ٢٠٠ كم مثل فيورد تروندهيم بالنرويج حيث يبلغ طول المرفأ فى هذا الفيورد حوالى ١١٠ كيلومتر وعرضه ثمانين كيلومترا (١٨) وهناك امثله عديدة على ذلك كما توجد موانىء اصطناعية وعادة ماتنشأ نتيجة لحاجة ملحة لها وتدل بلاشك على التفوق البشرى عندما يضع الانسان المرفأ كأساس لقيام الميناء

---

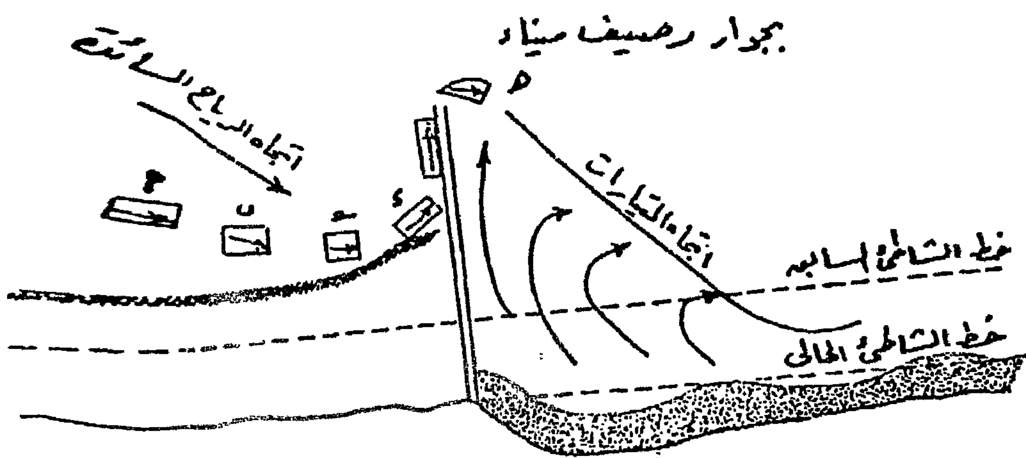
(١٨) صلاح الدين الشامى ، النقل دراسة جغرافيه ، الاسكندريه ، ١٩٧٦ ، ص١٦٤ .

بدورها الوظيفي حيث يتخير انسب المواقع بسبر الاغوار وقياس سرعة الامواج ومدى وضوح الظهير اليابس وغيره من الامور الضرورية لبناء المرافيء الصالحة لرسو السفن .

ومن الامور التي يبدو اثر الانسان فيها واضحا — بجانب انشاء المرافيء والموانيء حماية الشواطيء من التآكل وتنظيم عمليات التعرية البحرية ، فتتعرض الكثير من السواحل لتآكل البحر مما يؤدى إلى تراجع السواحل بصورة سريعة تجاه اليابس مما يعرض المنشآت العمرانية والبشرية المختلفة للخطر مثل تعرض الساحل الشمالي للدلتا المصرية للتآكل بسبب قلة كميات الرواسب القادمة بعد انشاء السد العالي وحجزه للطمي امامه في بحيرة السد حيث اصبحت مياة النهر تمر مجرده تماما من حمولتها من الطمي ففي رأس البر كان البحر يأكل من الشاطيء السياحي نحو ١٠٠ فدان كل سنه الى ان بني اللسان وان كان لم يمنع تقدم البحر كلية ، وعموما فقد اضحى خطر التآكل والتراجع البطيء يهدد الساحل الشمالي لاسيا في رؤوسه البارزة المعرضه لمعاول الهدم ، وهناك طرقا مختلفة تستخدم لحماية السواحل تتمثل فيا يلي :—

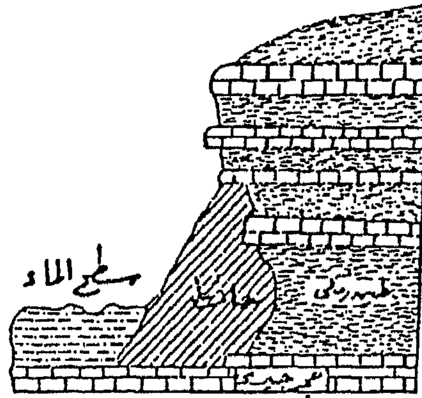
أ — الحوائط البحرية : Sea Walls وهي عبارة عن منشآت كتليه تهدف الى حماية المناطق الساحلية من الامواج والتيارات العنيفة (شكل ٧٧) .

شكل رقم (٧٧) رسم تخطيطي يوضح تأثير التيارات الشاطئية بجوار رصيف ميناء



وهذه الطريقة بالغة التكاليف وعادة ماتتعرض اجزاءها الدنيا للنحت البحرى وفى حالات كثيرة ماتبنى فى صورة مقعرة وذلك للتقليل من اثر الامواج .

ب ـ الرؤوس الحاجزة : وتؤدى نفس الغرض الذى تؤديه الحوائط البحريه وهى اقل تكلفة وتتكون من أكوام من الواح الصلب والخشب الثقيل Wood pillings وان كانت لاتتحمل على مدى طويل اثر الامواج العاتية .



شكل رقم (٧٨) حائط خرسانى مائل لحماية الشواطئ من الامواج

جـ ـ التكسنيات : ويطلق عليها مكسرة الامواج وتتكون فى معظمها من صخور ضخمة الحجم بصورة مميزة امام الربوات المنخفضة عن الشاطىء لوقايته ونتيجة لازالة اجزاء من المنشآت السابقة بفعل الامواج فتبنى ارصفه خرسانية تشبه تلك التى توجد بالموانىء وذلك لوقاية المنشآت السابقة بتكلفة اقل (شكل ٧٨)

وفى الحقيقة ان كل المحاولات السابقة لحماية الشواطى والموانىء مازالت محاولات مكلفة وكثيرا ماتكون غير ناجحة خاصة فى حالة الشواطىء المفتوحة والمعرضه للتيارات البحرية والعواصف القوية مثل الهريكين او امواج التسونامى الناتجه عن الهزات الارضية فى قيعان المحيطات .

---

(١٩) فخرى منسى ، وآخرين ، الجيولوجيا الهندسيه ، القاهره ، ١٩٦٨ ، ص ٣٦٥ .

المراجع العربية

المراجع العربية

(١) ابراهيم على عبيدو ، ١٩٧٥م ، الجيولوجيا الهندسية والخرائط الجيولوجية ، منشأة المعارف – الاسكندرية .

(٢) انجى زين العابدين ، ١٩٨٤م ، أساسيات الأراضى (فزياء التربة) مذكرات غير منشورة بكلية الزراعة جامعة القاهرة .

(٣) جلين ، آ، شواب ، وآخرين ، المبادىء الأولية لهندسة الأرض والمياه ترجمة : انجى زين العابدين وأحمد طاهر عبدالصادق ، القاهرة ، ١٩٧٨م .

(٤) جمال حمدان ، ١٩٨٠م ، شخصية مصر – دراسة فى عبقرية المكان ، جزء أول ، القاهرة .

(٥) جوده حسنين جوده ، ١٩٧٩م ، معالم سطح الأرض ، الطبعة الخامسة ، الاسكندرية .

(٦) حسن سيد أبو العنين ، ١٩٧٦م ، أصول الجيومورفولوجيا ، الطبعة الثالثة ، الاسكندرية .

(٧) حسن سيد أبو العنين ، ١٩٧٣م ، أشكال التكوينات الرملية فى منطقة رشيد وضواحيها ، مقال بالجمعية الجغرافية المصرية ، العدد السادس .

(٨) حسن سيد أبو العنين ، ١٩٧٥م ، منطقة مرسى مطروح دراسة جيومورفولوجية ، الجمعية الجغرافية المصرية ، العدد الثامن ، القاهرة .

(٩) حمدى الديب ، ١٩٨٠م ، مدينة قنا ، رسالة ماجستير غير منشورة ، جامعة القاهرة .

(١٠) روجر ومنشل ، تطور الجغرافيا الحديثة ، ترجمة : محمد السيد غلاب ودلت صادق ، القاهرة ، ١٩٧٢م .

(١١) صلاح الدين البحيرى ، ١٩٧٩م ، جغرافية الصحارى العربية ، مجلة معهد الدراسات العربية ، القاهرة .

(١٢) صلاح الدين البحيرى ، ١٩٧٩م ، أشكال الأرض ،دار الفكر بدمشق .

(١٣) صلاح الدين الشامى ، ١٩٧٦م ، النقل دراسة جغرافية ، الاسكندرية .

(١٤) فخرى منسى وآخرون ، ١٩٦٨م ، الجيولوجيا الهندسية ، القاهرة .

(١٥) عبدالعال عبدالمنعم الشامى ، ١٩٨١م ، مدن مصر وقراها عند ياقوت الحموى ، الكويت .

(١٦) عماد الدين الموصلى ، ١٩٧٥م ، محاضرات فى الجيومورفولوجيا التحليلية والتطبيقية ، دار الفكر بدمشق .

(١٧) محمد صفى الدين أبو العز ، ١٩٧١م ، جيومورفولوجية قشرة الأرض ، دار النهضة العربية ، بيروت .

(١٨) محمد المعتصم مصطفى أحمد ، ١٩٧٣م ، الاستقرار البشرى على الجانب الشرقى من وادى النيل بين حلوان وقنا ، رسالة دكتوراه غير منشورة ، جامعة القاهرة .

(١٩) محمد صبرى محسوب سليم ، ١٩٨٦م ، جيومورفولوجية السواحل ، دار الثقافة للنشر والتوزيع ، القاهرة .

(٢٠) محمد صبرى محسوب سليم ، ١٩٨٣م ، الظاهرات الجيومورفولوجية ، القاهرة .

(٢١) محمود دياب راضى ، ١٩٨٦م ، العلاقة بين درجة خشونة القاع وقدرة النهر على النحت والوصول الى مرحلة التوازن ، مجلة الجمعية الجغرافية الكويتية ،العدد ٩١ يونيو ١٩٨٦م .

(٢٢) يحيى عيسى فرحان ، ١٩٨٠م ، التطبيق الهندسى للخرائط الجيومورفولوجية .

(٢٣) يحيى محمد أنور ، محمد العربي فوزي ،١٩٦٥م، الجيولوجيا الطبيعية والتاريخية ، الاسكندرية .

(٢٤) يوسف عبدالمجيد فايد ، محمود دياب راضي ،١٩٨٦م، دراسات في الاقياتوغرافية ، دار الثقافة للنشر والتوزيع ، القاهرة .

المراجع الاجنبية

R E F E R E N C E S

Bagnold, R.A., The Physics of Blaun Sand and Desert Dunes, London, 1941, pp. 203-205.

Bascon, W., 1959, Ocean Waves, In Oceanography Scientific American, San Francisco.

Bascon, W., 1960, "Beaches", in Oceanography a Scientific American, San Francisco.

Birkeland, P., 1974, Pedology, Weathering and Geomorphological Research, London, Oxford University Press.

Blenich, T., 1957, Regime Behavior of Canals and Rivers, Butter Worths Scietific Publications, London, 522 p.

Bray, Dale I., and Kellerhals, Rolf, 1979, Some Canadian Examples of the Response of the Rivers to Man-made Changes, In RHODES and WILLIAMS (ed.) 1979, Adjustments of the Fluvial System, Kendall Hunt Co., Dubuque, Iowa 522001.

Brooks, N.H., 1958, Mechanics of Streams with Movable Bed of Fine Sands, Trans. A.S.C., Vol. 123, pp. 526-594.

Butzer, K.W., Environment and Human in Egypt during predynastic and early dynastic times, 5-6, Geog. de Egypte. (1960).

Butzer, K.W., 1976, Geomorphology from the Earth, Chicago, John Wiley and Sons, London.

Clark, W.M., 1979, Marines Processes, In Processes in Geomorphology, London.

Chorley, R.J., 1977, The Role of Water in Rock Disintegration, In Chorley, R.S. (ed.), 1977 Introduction to Fluvial Processes, Methuch and Co. Ltd., London.

Cooke, R.U., and Doornkamp, J.C., 1974, Geomorphology in Environmental Management - An Introduction, Oxford.

Davies, J.L., 1980, Geographical Variations in Coastal Development, 2nd Edition, London.

Derbyshire, E., and Others, Geomorphological Processes, London, 1979, London.

Doehring, D. O. (Ed.), 1977, Geomorphology in Arid Regions, Proceeding volume of the 8th Annual Geomorphology Symposium held at the State University of New York at Binghamton, September 23-24, 1977.

Einestein, H.A., and Chein, K., (1950), Effect of Heavy Sediment Concentration near the bed on the velocity and Sediment Distribution, MRD, Sediment Series 8, Missouri River Division Corps of Engineers, Omaha, Nebraska, and University of California, Berkeley, August 1955.

Finch Trewartha and Robinson Hammond, 1957, Elements of Geography (physical and cultural, Tokyo.

Gardener, I.S., Physical Geography, N. York, 1977.

Goldich, S.S., 1938, A Study in Rock Weathering, (1) Journal of Geology, Vol. 46.

Goudie, A., Anderson, M., Burt, T., Lewin, J., Richards, K., Whalley, B., and Worsley, P., 1981, Geomorphological Techniques, edited for the British Geomorphological Research Group, George Allen and Unwin, London.

Hack, J.T., 1957, Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 294-8, pp. 45-97.

Holmes, A., 1978, Principles of Physical Geology, 3rd Edition, London.

Holmes, A., 1984, Principles of Physical Geology, 3rd Edition, London.

Horton, R.E., 1945, Erosional Development of Streams and their Drainage Basins : Hydrophysical approach to Quantitative Morphology : Ged. Soc. Am. Bull., Vol. 50, pp. 275-370.

Jacks, G.V., 1954, Soil, London, Thomas Nelsons & Sons.

Kleinbaum, D.G., Kupper, L.L., 1978, Applied Regression Analysis and Other Multivariable Methods, Duxbury Press, North Scituate, Massachusetts, U.S.A.

King, C.A.M., 1978, Techniques in Geomorphology, London, page 131.

Lane, Emory W., (1955), Design of Stable Channels Transaction A.S.C.E., American Society of Civil Engineers, Vol. 120, 1955, pp. 1234-1279.

Leopold, Luna and Maddock, Thomas, Jr., 1952, The Hydraulic Geomentry of Stream Channels and Some Physiographic Implications, U.S. Geological Survey Professional Paper, p. 252.

Leopold, Luna, Wolman, Gordon, and Miller, John, 1964, Fluvial Processes in Geomrophology, Freeman and Company, San Francisco.

Miller, V.C. , 1953, A Quantitative Geomorphic Study of Drainage Basin Characteristics in the Clinch Mo. area Virginia and Tennessee. Dept. of Geology, Columbia Univ., contract N60NR271-30. Tech. Report 3, 1-30.

Morisawa, M., (ed.), 1973, Fluvial Geomorphology Publications in Geomorphology, A Proceeding volume of the 4th Annual Geomorphology Symposia series held at Binghamton, New York, September 27-28, 1973, State University of New York.

Newson, M.D.D., and Hanwell, J.D., Systematic Physical Geography, London.

Olsen, O.J., and Florey, Q.L., 1952, Sedimentation Studies in Open Channels Boundry Shear Velocity by Membrance Analogy Analytical and Finite Difference Methods, Laboratory Report No. 5, p. 34, Bureau of Reclamation, U.S. Department of Interior, Washington, D. C., Aug. 1952.

Rhodes, D.D., and Williams, G.P. (Eds.), 1979, Adjustments of the Fluvial System, A Proceeding volume of the 10th Annual Geomorphology Symposia series held at Binghamton, New York, September 21-22, 1979. Kendall-Hunt Publishing Company, 2460 Kerper Boulevard, Dubuque, Iowa 52001, U.S.A.

Rouse, H., (ed.), 1950, Engineering Hydraulics, John Wiley, John Wiley and Sons, San Francisco.

Satatham, I., 1979, Earth Surface Sediment Transport, Oxford.

Schumm, S.A., 1956, Evolution of Drainage Systems and Slopes in Badlands and Perth Emboy, New Jersey: Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 67, pp.597-646.

Schumm, S.A., 1977, The Fluvial System, A Wiley-Interscience publication, John Wiley and Sons, New York.

Shreve, R.L., 1968, The Black Hawk Landslide, Geol. Soc. Spec. Paper 108.

Simons, D.B., 1957, Theory and Design of Stable Channels in Alluvial Materials, Department of Civil Engineering Report. CER No. 57, DB517, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, May 1957.

Simons, O.B., and Albertson, M.L., 1960, Uniform Water Conveyance Channels in Alluvial Materials, Journal of Hydrology Division A.S.C.E. Vol. 86, No. HY5, May 1960, pp. 33-72.

Soil Survey Staff, 1960, Soil Classification, A Comprehensive System, 7th Approximation. Washington, D.C., Soil Conservation Service.

Strahler, A., N. 1957, Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, Am. Geophys. Union Trans., Vol. 38, pp.913-920

Strahler, A.N., 1965, Introduction to Physical Geography New York, John Wiley and Sons.

Strahler, A.N., and Strahler, A.H., 1973, Environmental Geoscience: Interaction between Natural Systems and Man, Hamilton Publishing Co., Santa Barbara, California, U.S.A.

Strahler, A.N., 1974, Physical Geography, John Wiley and Sons, London and N. York.

Straher, A.N., and Strahler, A.H., 1979, Elements of Physical Geography, 2nd edition, John Wiley & Sons, New York Chichester Brisbane Toronto.

Thornbury, W.D., 1969, Principles of Geomorphology, 2nd Edition, New York.

United States Department of Agriculture, U.S.D.A., 1951, Soil Survey Manual, Agricultural Handbook, No. 18.

Vanoni, V.A., and Brooks, N.H., 1957, Laboratory Studies of the Roughness and Suspended Load of Alluvial Streams, Sedimentation Laboratory Report, No. E-68, California Institute of Technology, Dec. 1957.

Vanoni, V.A. and Brooks, N.H., 1957, Laboratory Studies of the Roughness and Suspended Load of Alluvial Stream, Sedimentation Laboratory Report No. E-68, California Institute of Technology, Dec. 1957.

Ward, W.H., 1945, The Stability of Natural Slopes, Geogr. Journ. 105, 107-97.

Warren, A., 1979, Aeolian Processes, in Processes in Geomorphology edited by Embleton, C., and Thornes, J., John Wiley, London, p. 285.

Washburn, A.L., 1965, Geomorphic and Vegetional Studies in the Mesters Vig. district, Northeast-Greenland Introduction, Medd.Om Vol. 166, No. 1.

Washburn, A.L., 1976, Instrumental Observations of Mass Wasting in the Mester Vig. District, Northeast-Greenland, Vol. 166, No. 4.

Yang, Chin Ted, and Song, Charles, C.S., 1979, Dynamic Adjustments of Alluvial Channels, In Rhods, D.D., and Williams, G.P. (Eds.), Adjustments of the Fluvial System, Kandall Hunt Co. Dubuque, Iowa, 522001.

الفهــــــــــــــــــــارس

فهرس الأشكـــــال

شكل رقم		صفحة

شكل رقم		صفحة
٣٧	التغيرات الطارئة فى الحجم والشكل للمجرى	١١٩
٣٨	تغير كل من العرض والعمق والسرعة بتغير المتوسط السنوى لحجم التصريف	١٢٠
٣٩	تغير كل من العرض والعمق والسرعة بتغير حجم التصريف فى المقطع الواحد	١٢١
٤٠	رسم بياني يجمع منحنيات تغير خصائص المجرى فى المقطع العرضى الواحد وفى اتجاه المصب ...	١٢٢
٤١	منحنى هيدروجراف لأحد الأنهار	١٢٣
٤٢	منحنى تردد الفيضان	١٢٩
٤٢أ	شبكة التصريف لأحد الأحواض	١٣١
٤٣	مستوى الماء المعلق (المحجوز)	١٤٢
٤٤	خريطة كنتورية لمستوى الماء الأرضى	١٤٢
٤٥	الكهوف	١٥٦
٤٦	الينبوع المتقطع	١٥٨
٤٧	العلاقة بين الارتفاع وحجم الذرة فى حالة القفز داخل سحابة رملية	١٦٤
٤٨	الحصى الهوائى	١٧١
٤٩	الاختلاف بين القفز فوق الرمال والحصى	١٧٥
٥٠	نموذجان لمصايد الرمال	١٧٨
٥١	تكون الكثبان الرملية عن هبوب رياح فوق جافة	١٨٣

شكل رقم		صفحة
٥٢	تكون السيوف بواسطة رياح تهب من اتجاهين مختلفين	١٨٩
٥٣	دور الدومات فى تكوين الكثبان الطولية (السيوف)	١٩٠
٥٤	كيفية تكون البرخان	١٩١
٥٥أ	رسم توضيحى لأحد الكثبان القطعية	١٩٥
٥٥ب	سلسلة من الكثبان القطعية	١٩٥
٥٦	يوضح طول الموجة وقمتها وقاعها وقطرها وتقدمها	٢٠٣
٥٧	عاصفة نتج عنها أفواجا محيطية وساحلية	٢٠٧
٥٨	الحركة الاهتزازية للموجة	٢٠٨
٥٩	قطاع جانبى يوضح الحركة الاهتزازية للموجة ...	٢٠٨
٦٠	العلاقة بين طول الموجة والفترة والعمق	٢١٣
٦١	خريطة توضح مواقع التيارات الشقية	٢١٦
٦٢	يوضح اصطدام موجة بحاجز	٢١٦
٦٣	اقتراب موجة من شاطئ متعرج	٢١٩
٦٤	رسم يوضح عملية ارتداد الأمواج	٢٢٢
٦٥	أنواع الأمواج المتكسرة	٢٢٣
٦٦	شكل يوضح قطاعا جانبيا ليبين الأمواج المتدفقة	٢٢٥

المحتويات

الفصل الثالث

الفصل الرابع

الفصل الخامس

الفصل السادس

الفصل السابع

الفصل الثامن

الفصل التاسع

فى العلاقة بين الچيوموفولوچيا

رقم الايداع فى دار الكتـــب المصريـــة

٨٩ / ٣١٦٤

العمليات الجيومورفولوجية

دكتور
محمد صبري محسوب سليم
قسم الجغرافيا
جامعة القاهرة

دكتور
محمود دياب راضي
قسم الجغرافيا
جامعة القاهرة

الناشر
دار الثقافة للنشر والتوزيع
القاهرة - ت : ٩٠٤٦٩٦

تقديـــم

يتـنـاول هـذا الـكـتـاب عـلـم الجـيـومورفولوجيا على نحو بسيط ، يتناسب مع المتخصصين فى العلوم الانسانية على اختلافها ، وهو وإن تعرض فى بعض الأحيان للچيـولـوچيا والعلوم الهندسية إلا أنه يركز على العملية الجيومورفولوجية ودورها فى تكوين الظاهرة الجغرافية .

و يقـع الكتاب فى تسعة فصول ، اختص الدكتور محمود دياب راضى بالمقدمة والـفـصـول الأربـعـة الأولى واختص الدكتور محمد صبرى محسوب سليم بالفصول الخمسة الأخيرة .

عـنـى المؤلـفـان بـدراسـة دور الـعـمـلـيات الجيومورفولوجية فى تطور الأشكال الأرضـيـة ، ودور الانـسـان كعنصر فعال ومؤثر فى هذا المجال ، وإن كان ثمة نقص فى هذه الطبعة من هذا الجهد المتواضع ، فالمؤلفان حقيقان بأن يتداركا هذا النقص فى طبعات أخرى مزيدة منقحة .

و يـطـيـب لـلـمـؤلـفين فى هذه العجالة أن يتقدما بالشكر لكل من مد إليهما يد الـعـون فى سـبـيـل اخراج هذا الكتاب ، ويخصان بالشكر السيدين : حسنى عطية وأحمد الزامـلـى المدرسـان المساعدان بقسم الجغرافيا جامعة القاهرة ، جزاهما الله تعالى على حسن صنيعهما كل خير .

القاهرة فى سبتمبر ١٩٨٩ — المؤلفـــان